



TUGAS AKHIR - RF141501

**APLIKASI METODE JOIN INVERSI SEISMIC GRAVITY  
UNTUK *IMAGING* DAN KOREKSI STATIK PADA  
DAERAH GEOLOGI KOMPLEKS**

TRISWAN MARDANI ADE SURYA  
NRP - 3712 100 003

Dosen Pembimbing

Dr. Widya Utama, DEA  
NIP. 19611024 198803 1001

Firman Syaifuddin, S.Si, MT  
NIP - 19840911 201404 1001

JURUSAN TEKNIK GEOFISIKA  
FAKULTAS TEKNIK SIPIL DAN PERENCANAAN  
INSTITUT TEKNOLOGI SEPULUH NOPEMBER  
Surabaya 2017



TUGAS AKHIR - RF141501

**APLIKASI METODE JOIN INVERSI SEISMIC *GRAVITY*  
UNTUK *IMAGING* DAN KOREKSI STATIK PADA DAERAH  
GEOLOGI KOMPLEKS**

TRISWAN MARDANI ADE SURYA  
NRP - 3712 100 003

Dosen Pembimbing

Dr. Widya Utama, DEA  
NIP. 19611024 198803 1001

Firman Syaifuddin, S.Si, MT  
NIP - 19840911 201404 1001

JURUSAN TEKNIK GEOFISIKA  
FAKULTAS TEKNIK SIPIL DAN PERENCANAAN  
INSTITUT TEKNOLOGI SEPULUH NOPEMBER  
Surabaya 2017

***HALAMAN INI SENGAJA DIKOSONGKAN***



UNDERGRADUATE THESIS - RF141501

# **APPLICATION OF SEISMIK GRAVITY JOINT INVERSION FOR IMAGING AND STATIC CORRECTION IN COMPLEX GEOLOGY**

TRISWAN MARDANI ADE SURYA  
NRP - 3712 100 003

Advisor

Dr. Widya Utama, DEA  
NIP. 19611024 198803 1001

Firman Syaifuddin, S.Si, MT  
NIP - 19840911 201404 1001

JURUSAN TEKNIK GEOFISIKA  
FAKULTAS TEKNIK SIPIL DAN PERENCANAAN  
INSTITUT TEKNOLOGI SEPULUH NOPEMBER  
Surabaya 2017

***HALAMAN INI SENGAJA DIKOSONGKAN***

**APLIKASI METODE JOIN INVERSI SEISMİK *GRAVITY*  
UNTUK *IMAGING* DAN KOREKSI STATIK PADA  
DAERAH GEOLOGI KOMPLEKS**

**TUGAS AKHIR**


Diajukan untuk memenuhi sebagian persyaratan  
Untuk memperoleh Gelar Sarjana Teknik  
Pada  
Departemen Teknik Geofisika  
Institut Teknologi Sepuluh Nopember

Surabaya, 23 Januari 2017

Menyetujui :

Dosen Pembimbing 1,

Dosen Pembimbing 2,

  
Dr. Widya Utama, DEA  
NIP. 19611024 198803 1001

  
Firman Syaifuddin, S.Si, MT  
NIP. 19840911 201404 1001

Mengetahui :  
Kepala Laboratorium  
Geofisika Eksplorasi

  
Dr. Ayi Syaeful Bahri, S.Si, MT  
NIP. 19690906 199702 1001

## **PERNYATAAN KEASLIAN TUGAS AKHIR**

Dengan ini saya menyatakan bahwa isi sebagian maupun keseluruhan Tugas Akhir saya dengan judul “*APLIKASI METODE JOIN INVERSI SEISMIK GRAVITY UNTUK IMAGING DAN KOREKSI STATIK PADA DAERAH GEOLOGI KOMPLEKS*” adalah benar-benar hasil karya intelektual mandiri, diselesaikan tanpa menggunakan bahan-bahan yang tidak diijinkan dan bukan merupakan karya pihak lain yang saya akui sebagai karya sendiri.

Semua referensi yang dikutip maupun dirujuk telah ditulis secara lengkap pada daftar pustaka.

Apabila ternyata pernyataan ini tidak benar, saya bersedia menerima sanksi sesuai peraturan yang berlaku.

Surabaya, 23 Januari 2017

Triswan Mardani Ade Surya  
NRP 3712100003

***HALAMAN INI SENGAJA DIKOSONGKAN***



# **APLIKASI METODE JOIN INVERSI SEISMIC GRAVITY UNTUK IMAGING DAN KOREKSI STATIK PADA DAERAH GEOLOGI KOMPLEKS**

Nama Mahasiswa : Triswan Mardani Ade Surya  
NRP : 3712 100 003  
Departemen : Teknik Geofisika ITS  
Dosen Pembimbing : Dr. Widya Utama, DEA  
Firman Syaifuddin, S.Si, MT

## **ABSTRAK**

Kondisi dekat permukaan kompleks terjadi ketika tubuh batuan beku atau karbonat terbawa dekat dengan permukaan. Keberadaan tubuh batuan tersebut dapat mengakibatkan perubahan kecepatan yang sangat signifikan. Permasalahan tersebut sangatlah sulit untuk diselesaikan dengan metode rekonstruksi kecepatan konvensional seperti tomografi waktu tempuh refraksi. Join inversi dari dua metode merupakan salah satu metode yang dapat digunakan untuk mendapatkan model kecepatan dekat permukaan. Pada penelitian ini digunakan metode join inversi *travel time* dan *gravity* untuk rekonstruksi model kecepatan dekat permukaan. Setelah itu dilakukan koreksi tomografi statik untuk mendapatkan posisi datum dan kecepatan lapisan lapuk.

Penelitian ini menggunakan data sintetik gravitasi dan seismik. Data tersebut disintetik dengan metode talwani untuk data gravity dan elemen hingg untuk data seismik. Data seismik yang telah di forward kemudian dilakukan pemilihan *first break* untuk input tomografi travel time dan join inversi seismik gravity.

Hasil dari metode join inversi seismik dan gravity memberikan model yang lebih baik daripada metode travel time tomografi. Perbedaan yang signifikan ialah adanya lapisan dengan kecepatan rendah yang terlihat pada model yang dihasilkan oleh metode join inversi dan tidak terlihat

pada metode travel time tomografi. Selain koreksi statik dari model join inversi lebih baik dari segi kemenerusan dan kemiringan reflektornya.

Kata kunci:

Geologi kompleks, *Travel time* tomografi, Join Inversi, Koreksi Statik

# **APPLICATION OF SEISMIK GRAVITY JOINT INVERSION FOR IMAGING AND STATIC CORRECTION IN COMPLEX GEOLOGICAL CONDITION**

Name of Student : Triswan Mardani Ade Surya  
Student ID Number : 3712 100 003  
Department : Teknik Geofisika ITS  
Advisor Lecture : Dr. Widya Utama, DEA  
Firman Syaifuddin, S.Si, MT

## **ABSTRACT**

Complex near surface condition occurred when high velocity bodies were brought close to the surface. These bodies can be either high velocity carbonates or igneous rocks. The presence of the bodies can cause high contrast velocity change at near surface. This problem difficult to solve using conventional velocity reconstruction technique such as travel time tomography. Joint inversion of two geophysical data is one of many velocity reconstruction techniques. In this study, we used joint seismic travel time tomography and gravity data to get near surface velocity model. Then, we deployed static tomography based on joint seismic gravity inversion and travel time tomography in seismic reflection processing workflow.

We also used synthetic seismic and gravity data which resulted by forward modelling based on velocity model. Forward modelling of seismic data and gravity data is done by using finite difference method and Talwani method. To get the subsurface model, we use joint seismic gravity and first arrival refraction travel time tomography

The result of this study showed that joint seismic travel time and gravity is better than travel time tomography. The differences are shown in the shape of a high velocity body and appearance of a low velocity layer which isn't shown in the travel time tomography velocity model. Based

on the seismic section, Reflector dip dan continuity were result by static tomography using joint seismik gravity inversion was better than that of static using travel time tomography.

Keyword :

Complex Geology, Travel Time Tomography, Joint Inversion, Static Correction

## KATA PENGANTAR

Puji syukur kepada Allah SWT karena atas rahmat-Nya laporan Tugas Akhir yang berjudul “APLIKASI METODE JOIN INVERSI SEISMIC GRAVITY UNTUK *IMAGING* DAN KOREKSI STATIK PADA DAERAH GEOLOGI KOMPLEKS” ini dapat terselesaikan.

Pelaksanaan dan penyusunan Laporan Tugas Akhir ini dapat terlaksanakan dengan baik, tidak terlepas dari bimbingan, bantuan, dan dukungan berbagai pihak. Pada kesempatan ini, penulis mengucapkan terima kasih kepada:

1. Papa, Mama, Ayu, dan Hera atas dukungan dan Semangatnya yang telah diberikan selama pengerjaan tugas akhir ini.
2. Bapak Dr. Widya Utama, DEA dan Bapak Firman Syaifuddi selaku selaku dosen pembimbing.
3. Bapak RB. Trilaksana B.Nugraha karena telah memberikan kesempatan untuk mengerjakan tugas akhir ini di perusahaan beliau PT. Jaya Energy Buana
4. Mbak Lita Novitasari dan Mas Heri atas bimbingannya selama mengerjakan tugas akhir ini di PT. Jaya Energy Buana
5. Kepada teman TG-1 atas dukungannya selama pengerjaan tugas akhir ini
6. Seluruh dosen dan staf Departemen Teknik Geofisika ITS yang telah banyak memberikan ilmu dan membantu secara administrasi selama penulis melakukan studi di Departemen Teknik Geofisika ITS.
7. Semua pihak yang telah membantu yang tidak dapat dituliskan satu per satu.

Penulis menyadari bahwa penulisan dan hasil tugas akhir ini masih banyak kekurangan. Oleh karena itu, kritik dan saran yang membangun sangat diharapkan. Semoga tugas akhir ini membawa manfaat bagi penulis pribadi maupun bagi pembaca.

Surabaya, 23 Januari 2017

**Triswan Mardani Ade Surya**

***HALAMAN INI SENGAJA DIKOSONGKAN***

## **DAFTAR ISI**

<b>BAB I PENDAHULUAN .....</b>	<b>1</b>
1.1. Latar Belakang .....	1
1.2. Perumusan Masalah .....	2
1.3. Batasan Masalah .....	2
1.4. Tujuan Penelitian .....	2
1.5. Manfaat Penelitian .....	2
<b>BAB II TINJAUAN PUSTAKA .....</b>	<b>3</b>
2.1 Prinsip Dasar Perambatan Gelombang .....	3
2.1.1 Hukum Snellius.....	3
2.1.2 Prinsip Fermat .....	4
2.1.3 Prinsip Huygens .....	4
2.2 Seismik Refraksi Travel Time Tomografi .....	5
2.2.1 Ray tracing .....	5
2.2.2 Algoritma Inversi .....	8
2.3 Pemodelan Kedepan Gravity .....	10
2.4 Inversi Data Gravity .....	11
2.5 Joint inversi Seismik Gravity.....	12
2.6 Hubungan Parameter Fisik Kecepatan dan Densitas .....	14
2.7 Data Seismik.....	16
2.7.1 Koreksi statik .....	16
2.7.2 Bandpass Filter.....	17
2.7.3 FK Filter.....	19
2.7.4 Transformasi Radon.....	19
2.7.5 Deconvolution.....	20

2.7.6	Analisa Kecepatan dan Semblance.....	22
2.7.7	Normal Move Out (NMO).....	24
2.7.8	Migrasi .....	25
BAB III METODOLOGI PENELITIAN .....		27
3.1	Data .....	27
3.2	Metodologi Penelitian .....	31
3.2.1	Studi Literatur.....	31
3.2.2	Pemodelan Geologi dan Sintetik data.....	32
3.2.3	Picking first break dan imaging .....	32
3.2.4	Pengolahan Data Seismik .....	32
3.2.5	Penyusunan Laporan .....	33
3.3	Pengolahan Data .....	36
3.3.1	Picking first break .....	36
3.3.2	Inisial Model .....	42
3.3.3	Travel Time Tomografi .....	43
3.3.4	Gravity Inversion.....	45
3.3.5	Joint seismik dan gravity .....	47
3.3.6	Perhitungan dan Koreksi Statik .....	49
3.3.7	Filtering .....	52
3.3.8	Velocity Analisis .....	59
3.3.9	Migrasi .....	62
BAB IV ANALISIS DAN PEMBAHASAN.....		63
4.1	Imaging Model Sederhana .....	63
4.2	Imaging complex PSTM .....	72
4.3	Model Serayu .....	86



BAB V KESIMPULAN DAN SARAN .....	93
5.1    Kesimpulan .....	93
5.2    Saran .....	93
DAFTAR PUSTAKA .....	95
PROFIL PENULIS.....	97

***HALAMAN INI SENGAJA DIKOSONGKAN***

## DAFTAR GAMBAR

Gambar 2.1 Penjalaran Gelombang Melewati Dua Medium ( <a href="https://www.math.ubc.ca/Fundamentals/snell.htm">https://www.math.ubc.ca/Fundamentals/snell.htm</a> , n.d.) .....	3
<u>Gambar 2.2 Ilustrasi muka-muka gelombang yang di jelaskan oleh prinsip hyugens (<a href="http://sharkphysics.weebly.com/huygens-principle.html">http://sharkphysics.weebly.com/huygens-principle.html</a>, n.d.) .....</u>	<u>4</u>
Gambar 2.3 Contoh kerangka persebaran node untuk raytracing dengan metode short ray path (Zhang, 1996). .....	6
Gambar 2.4 Penentuan shortest ray path dengan algoritma djikstra (Moser, 1991) .....	7
Gambar 2.5 Perkiraan polygon sebuah penampang vertical tidak beraturan dari body dua dimensi (Telford, 1976) .....	10
Gambar 2.6 (a) CMP Gather tanpa koreksi statik, (b) CMP Gather setelah koreksi static (Yilmaz, 2001) .....	17
Gambar 2.7 Contoh Filter Bandpass, bidang yang menyerupai trapesium merupakan Taper, F1 adalah low pass, F2 adalah low cut, F3 adalah high cut, dan F4 adalah high pass .....	18
Gambar 2.8 Transformasi Fourier digunakan untuk megubah domain time sinyal menjadi domain frekuensi (a) adalah sinyal dalam domain time, (b) adalah sinyal dalam domain frekuensi (Abdullah, 2007) .....	18
Gambar 2.9 Kiri data seismik yang dalam domain CMP, kanan data seismik yang telah di lakukan radon filter (Abdullah, 2007) .....	20
Gambar 2.10 CMP Gather tandpa dekonvolusi (kiri), CMP Gateher dengan Spiking dekonvolusi (kanan) (Yilmaz, 2001) .....	21
Gambar 2.11 CMP Gather tanpa dekonvolusi (kiri), CMP Gather dengan dekonvolusi Zero- phase (kanan) (Yilmaz, 2001) .....	22
Gambar 2.12 analisa kecepatan pada pengolahan data seismik, kiri event pada seismik, kanan adalah semblance. (Yilmaz, 2001) .....	23
Gambar 2.13 CMP gather single event dengan kecepatan moveout 2264 m/s (b) koreksi NMO dengan kecepatan moveout yang pas, (c) Overcorrection, kecepatan terlalu rendah 2000m/s, (d) Undercorrection kecepatan terlalu tinggi 2500 m/s (Yilmaz, 2001) .....	24
Gambar 2.14 (a) adalah penampang seismik yang belum dilakukan migrasi terlihat event pada body salt tidak beraturan, dan event pada	

lingkaran a tidak terlihat. (b) adalah penampang seismik yang telah dilakukan proses migrasi terlihat adanya event kecil pada *salt body* dan event yang terlihat pada lingkaran a. ([http://http.developer.nvidia.com/GPUGems3/gpugems3\\_ch38.html](http://http.developer.nvidia.com/GPUGems3/gpugems3_ch38.html))..25

Gambar 3.1 (a) Model kecepatan kasus model sederhana, (b) data seismik model sederhana, dan (c) data gravity model sederhana .....28

Gambar 3.2 (a) Model kecepatan kasus complex geologi, (b) data seismik complex geologi, dan (c) data gravity complex geologi .....30

Gambar 3.3 (a) Model kecepatan kasus model serayu, dan (b) Data seismik model serayu.....31

Gambar 3.4 Diagram alir pelaksanaan tugas akhir .....33

Gambar 3.5 Diagram alir imaging dengan Metode joint seismik dan gravity.....34

Gambar 3.6 Diagram alir pengolahan data seismik .....35

Gambar 3.7 Panel Parameter Tracking First break untuk metode auto-tracking .....37

Gambar 3.8 Parameter FBDYN yang digunakan untuk prediksi First break. ....38

Gambar 3.9 Garis merah adalah (a) First break model sederhana, (b) first break model complex PSTM dan (c) first break model serayu.....39

Gambar 3.10 Panel TTime pada tomoplus untuk melakukan QC hasil *picking first break* untuk dataset Complex PSTM .....40

Gambar 3.11 (a) Module TTime pada tomoplus dan (b) model inisial untuk travel time tomografi model sederhana .....43

Gambar 3.12 Tampilan modul Travel time tomografi .....44

Gambar 3.13 Advance Parameter travel time tomografi .....45

Gambar 3.14 Tampilan modul gravity inversion .....46

Gambar 3.16 Panel Joint travel time dan gravity inversion .....47

Gambar 3.17 Parameter join inversi seismik gravity tomografi .....48

Gambar 3.18 Model kecepatan yang telah di tentukan posisi floating dan intermediet datum .....49

Gambar 3.19 Panel Statik calculation pada software tomoplus .....50

Gambar 3.20 (a) longwavelength statik dan (b) residual statik pada data set model complex .....51

Gambar 3.21 Panel PREP pada software Tomoplus untuk koreksi statik .....	51
Gambar 3.22 Panel Prep Pada software Geothrust .....	52
Gambar 3.23 Data seismik sebelum dilakukan filtering.....	54
Gambar 3.24 Data seismik setelah dilakukan Bandpass (a) dan Data/Noise yang dibuang oleh filter bandpass (b) .....	55
Gambar 3.25 Data seismik setelah dilakukan TVSW .....	55
Gambar 3.26 Data seismik setelah dilakukan Dekonvolusi .....	56
Gambar 3.27 Data seismik setelah dilakukan Taper .....	56
Gambar 3.28 Data seismik setelah dilakukan FK Filter .....	57
Gambar 3.29 Data seismik setelah dilakukan Radial Filter .....	57
Gambar 3.30 Data seismik setelah dilakukan Radon Filter .....	58
Gambar 3.31 Panel VTCUBE (velocity scan) pada software geotrust. 59	
Gambar 3.32 Panel RMSVEL pada software Geothrust .....	60
Gambar 3.33 Model kecepatan PSTM kasus kompleks PSTM .....	61
Gambar 3.3.34 Panel PSTM dan Parameter Migrasi yang digunakan pada migrasi data seismik .....	62
Gambar 4.1 Inisial Travel time tomografi untuk model sederhana .....	63
Gambar 4.2 Advance Parameter Travel time tomografi .....	64
Gambar 4.3 Model Kecepatan travel time tomografi .....	66
Gambar 4.4 Desity model hasil density inversion dengan smoothing control 0.1 .....	68
Gambar 4.5 (a) Model Kecepatan dan (b) model density hasil join inversi seismik dan gravity .....	70
Gambar 4.6 Panel Join inversi seismik dan gravity pada tomoplus .....	71
Gambar 4.7 Advance parameter untuk travel time tomografi ke-1 kasus complex PSTM .....	72
Gambar 4.8 Inisial model Travel time tomografi kasus complex PSTM. ....	73
Gambar 4.9 Model kecepatan hasil Travel time tomografi I kasus complex PSTM, anomaly pada lingkaran merupakan body kecepatan tinggi yang muncul akibat parameter extention velocity.....	74
Gambar 4.11 Model kecepatan hasil Travel time tomografi ke-5 kasus complex PSTM .....	77

Gambar 4.12 Model density hasil inversi gravity .....78

Gambar 4.13 Parameter Joint inversi seismik dan gravity.....79

Gambar 4.14 (a) Model kecepatan dan (b) model density hasil join inversi seismik gravity.....81

Gambar 4.15 (a) Penampang seismik tanpa statik, (b) statik travel time dan (c) statik join inversi travel time dan gravity .....84

Gambar 4.16 Inisial model travel time tomografi.....86

Gambar 4.17 Parameter travel time tomografi .....86

Gambar 4.18 First break pick pada shot gather model serayu .....87

Gambar 4.19 Model kecepatan hasil travel time tomografi ke-1 .....89

Gambar 4.20 (a) Model kecepatan dan (b) ray density hasil travel time tomografi ke-5 .....91

# **BAB I**

## **PENDAHULUAN**

### **1.1. Latar Belakang**

Geologi Kompleks adalah suatu kondisi dimana teknik *imaging* bawah permukaan konvensional tidak mampu bekerja secara maximum. Kondisi geologi kompleks terjadi ketika terjadi apabila perubahan kecepatan secara ekstrem baik secara horizontal maupun vertikal. Perubahan kecepatan yang ekstrem dapat diakibatkan oleh adanya *body* batuan yang memiliki kecepatan tinggi terbawa dekat permukaan contohnya adalah batuan beku dan karbonat (Colombo, 2013). Selain itu perubahan kecepatan dapat diakibatkan lapisan low velocity anomaly yang berupa sedimen batubara. Keberadaan anomaly tersebut hanya bersifat lokal. Umumnya first arrival travel time tomografi mampu memberikan gambaran dekat permukaan secara akurat. Akan tetapi pada kasus geologi kompleks metode tersebut tidak mampu memberikan gambaran bawah permukaan secara akurat. Sehingga diperlukan data pendukung yang sensitif terhadap keberadaan lokal *anomaly* seperti metode *gravity* (Zhou, 2014).

Join inversi seismik *travel time* dan *gravity* merupakan salah satu metode tomografi yang dapat digunakan untuk mendapatkan gambaran dekat permukaan. Metode Join inversi seismik travel time dan gravity adalah gabungan dari dua metode tomography yaitu *first arrival travel time tomography* dan *gravity inversion*. Penggabungan kedua metode tersebut memanfaatkan teknik *simultaneous joint inversion* yang dimana pada proses inversi, kedua metode tersebut saling mengoreksi satu sama lain untuk menghasilkan model dengan error terkecil.

Keuntungan aplikasi metode join inversi seismik gravity atau disingkat JSIG adalah mampu memberikan gambaran lapisan yang memiliki kecepatan tinggi ataupun rendah yang berada dekat permukaan. Selain itu model kecepatan yang dihasilkan oleh metode JSIG dapat dijadikan dasar penentuan datum dan kecepatan lapisan lapuk untuk melakukan koreksi statik pada pengolahan data seismik refleksi.

## **1.2. Perumusan Masalah**

Keterbatasan metode imaging konvensional seperti travel time tomography untuk mendapatkan model kecepatan yang akurat pada kondisi geologi kompleks sehingga diperlukan metode lain untuk mendapatkan image bawah permukaan. Selain itu pada kondisi geologi complex adanya perubahan kecepatan ekstrem menyebabkan perbedaan waktu tempuh gelombang datang pada receiver sehingga mengakibatkan hilangnya bentuk hiperbolik pada rekaman data seismik.

## **1.3. Batasan Masalah**

Batasan masalah pada penelitian tugas akhir ini adalah.

1. Data yang digunakan adalah data sintetik seismik dan gravitasi completer Bouguer anomaly (CBA), yang berasal dari tiga model kecepatan berbeda.
2. Teknik Imaging yang digunakan pada pengerjaan tugas akhir ini adalah first arrival travel time tomography dan joint first arrival travel time tomography and gravity inversion.
3. Pengolahan data seismik dilakukan hingga PSTM untuk membandingkan sensitivitas model kecepatan hasil *inversi first arrival travel time tomography* dan *joint first arrival travel time tomography and gravity inversion* terhadap koreksi statik data seismik
4. Penelitian ini menggunakan software Geotomo untuk *imaging* dan pengolahan data seismik.

## **1.4. Tujuan Penelitian**

Tujuan yang ingin dicapai dalam penelitian tugas akhir ini adalah mendapatkan gambaran perlapisan dekat permukaan, melakukan koreksi statik pada data seismik dengan metode Travel time dan Join seismik gravity inversion

## **1.5. Manfaat Penelitian**

Manfaat yang ingin dicapai dalam penelitian tugas akhir ini adalah menjadi salah satu solusi untuk menyelesaikan permasalahan imaging pada daerah geologi kompleks



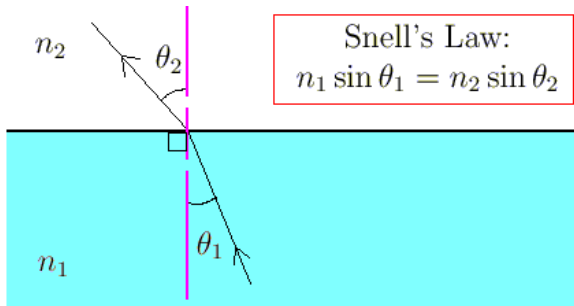
## BAB II

### TINJAUAN PUSTAKA

#### 2.1 Prinsip Dasar Perambatan Gelombang

##### 2.1.1 Hukum Snellius

Hukum snellius menyatakan bahwa bila suatu gelombang jatuh pada bidang batas dua medium yang mempunyai perbedaan densitas, maka gelombang tersebut akan dibiaskan, jika sudut datang gelombang lebih kecil atau sama dengan sudut kritisnya. Gelombang akan dipantulkan, jika sudut datangnya lebih besar dari sudut kritisnya. Gelombang datang, gelombang bias, gelombang pantul terletak pada suatu bidang datar.



Gambar 2.1 Penjalaran Gelombang Melewati Dua Medium

(<https://www.math.ubc.ca/Fundamentals/snell.htm>, n.d.)

Hukum Snellius juga menyatakan bahwa perbandingan besar sudut sinus dan pembiasan adalah ekuivalen terhadap perbandingan rata-rata fase kecepatan gelombang dalam 2 medium, atau kebalikan perbandingan indeks bias. Perumusan matematis hukum Snellius adalah:

$$\frac{\sin \theta_1}{\sin \theta_2} = \frac{v_1}{v_2} = \frac{n_1}{n_2} \quad (2.1)$$

dengan  $\theta_1$ ,  $\theta_2$  adalah sudut datang dan sudut bias;  $v_1$  dan  $v_2$  adalah kecepatan cahaya sinar datang dan sinar bias;  $n_1$  adalah indeks bias medium yang dilalui sinar datang dan  $n_2$  adalah indeks bias medium yang dilalui sinar bias.

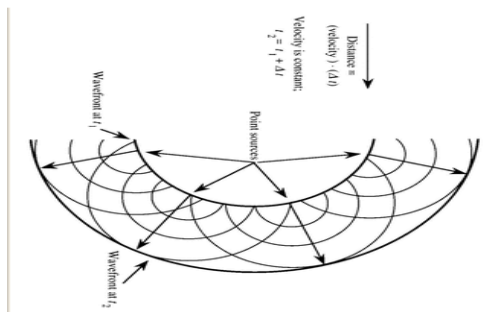
Pembiasan cahaya pada bidang antarmuka antara dua medium dengan indeks bias berbeda, dengan  $n_2 > n_1$ . Karena kecepatan cahaya lebih rendah di medium kedua ( $v_2 < v_1$ ), sudut bias  $\theta_2$  lebih kecil dari sudut datang  $\theta_1$ ; berkas di medium berindeks lebih tinggi lebih dekat ke garis normal.

### 2.1.2 Prinsip Fermat

Pierre de Fermat (1601-1665) mengembangkan sebuah prinsip umum yang dapat digunakan untuk menentukan lintasan sinar gelombang sewaktu merambat dari satu titik ke titik lain. Sinar gelombang selalu mengambil waktu tempuh jarak minimal untuk berjalan dari satu titik ke sebuah titik lainnya karena selalu mencari lintasan yang paling pendek untuk mencapai titik yang dituju.

### 2.1.3 Prinsip Huygens

Prinsip ini dikemukakan Chistian Huygens pada tahun 1678. Prinsip Huygens menyatakan bahwa setiap titik pada muka gelombang merupakan sumber bagi gelombang baru. Posisi dari muka gelombang dalam dapat seketika ditemukan dengan membentuk garis singgung permukaan untuk semua wavelet sekunder. Selain itu prinsip Huygens juga mengungkapkan bahwa pulsa seismik akan kehilangan energi seiring dengan bertambahnya kedalaman. Gambar 2.2 adalah contoh pembentukan muka gelombang baru oleh sinar gelombang.



Gambar 2.2 Ilustrasi muka-muka gelombang yang di jelaskan oleh

prinsip hyugens (<http://sharkphysics.weebly.com/huygens-principle.html>, n.d.)

## 2.2 Seismik Refraksi Travel Time Tomografi

Seismik Travel time adalah salah satu metode yang di gunakan untuk merekonstruksi model kecepatan di bawah permukaan. Tomografi seismik refraksi travel time adalah metode yang memanfaatkan gelombang refraksi yang terekam pada peroses pengukuran seismik refleksi, informasi tersebut terdapat pada first break data seismik (Schuster, 1998). Proses tomografi travel time terdiri dari beberapa tahapan. Pertama membuat model awal berdasarkan gradient grafik x-t dari first break data seismik (Liu,2009) Kemudian dari model awal tersebut dilakukan ray tracing dengan memanfaatkan metode *ray tracing shortest ray path* (SPR) untuk mendapatkan *first arrival time* (*first break*). Pada kasus ini error antara data hasil pengukuran dan kalkulasi di hitung dengan persamaan:

$$e = \frac{1}{2} \sum_i (t_i^{obs} - t_i^{cal})^2 \quad (2.1)$$

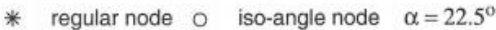
Dengan i adalah jumlah raypath,  $t_i^{obs}$  adalah data first break ke-i, dan  $t_i^{cal}$  adalah travel time hasil kalkulasi. Gradient dari fungsi error ( $\gamma_j$ ) dapat di definisikan sebagai:

$$\gamma_j = \frac{\delta e}{\delta s_j} = \sum_i \delta t_i \frac{\delta t_i}{\delta s_j} = \sum \delta t_i l_{ij} \quad (2.2)$$

Dengan  $\delta t_i$  adalah residual travel time,  $\delta s_j$  adalah slowness pada cell ke-j dan  $l_{ij}$  adalah panjang segment pada ray ke-I yang melewati kolom ke-j. Apabila gradient dari fungsi error diketahui perbaikan model kecepatan dapat dilakukan secara iterative dengan menggunakan metode

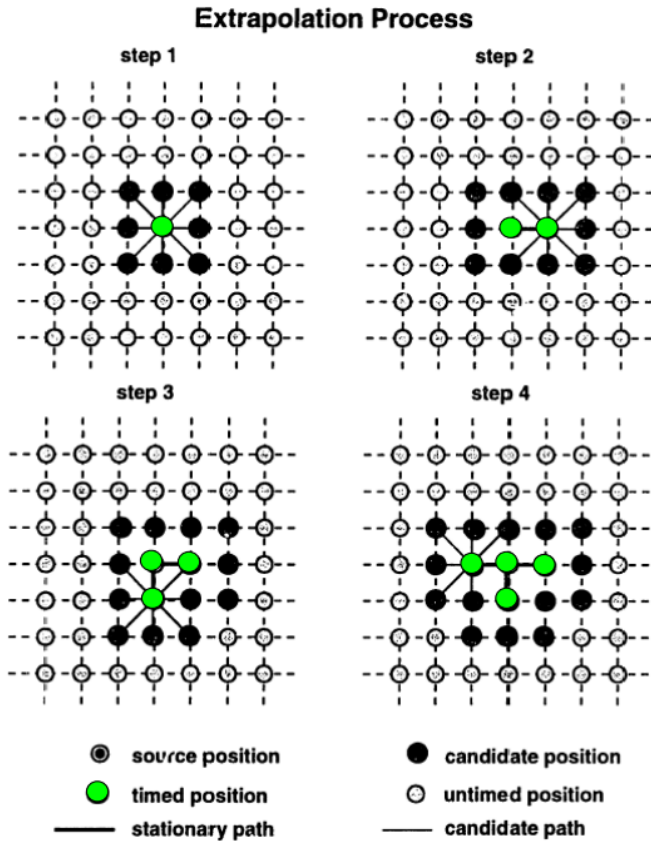
### 2.2.1 Ray tracing

Salah satu metode utama pada *travel time tomography* adalah ray tracing. Metode ini melakukan simulasi perambatan sinar pada model kecepatan untuk mendapatkan panjang dan waktu tempuh sinar hingga mencapai



Perhitungan travel time dengan metode SPR secara umum dibagi atas tiga

ketiga merambatkan gelombang dari sumber baru dan kembali ke tahapan kedua



Gambar 2.4 Penentuan shortest ray path dengan algoritma djikstra (Moser, 1991)

Keterbatasan metode SPR karena hanya menghasilkan jalur terpendek sinar. Sehingga sinar refleksi, multiple akibat diskontinu spasial model kecepatan, yang tidak merambat sepanjang jalur sinar terpendek tidak

diperhitungkan. Kelemahan lain metode SPR adalah bertambahnya waktu komputasi seiring dengan bertambahnya jumlah node (Moser, 1991).

### 2.2.2 Algoritma Inversi

Permasalahan inversi travel time tomography dapat di selesaikan dengan menggunakan metode *Gauss-Newton* (GN) untuk linearisasi fungsi objektif setelah itu digunakan metode *conjugates gradient* (CG) untuk menyelesaikan inversi di setiap iterasi (Zhang, 1996). Linearisasi travel time tomography dengan metode gauss newton dinyatakan dalam bentuk:

$$\begin{aligned} & ((1 - \omega)A_k^T A_k + \omega B_k^T B_k + \tau R^T R + \epsilon_k I) \Delta m_k \\ & = (1 - \omega)A_k^T (\bar{d} - \bar{G}(m_k)) + \omega B_k^T (\hat{d} - \hat{G}(m_k)) - \\ & \tau R^T R m_k \end{aligned} \quad (2.3)$$

$$A = \frac{1}{l} \frac{\partial G}{\partial m}, \quad (2.4)$$

$$B = \frac{\partial^2 G}{\partial m \partial x}, \quad (2.5)$$

$$m_{k+1} = m_k + \Delta m_k \quad k=1,2,3,...,N \quad (2.6)$$

Dengan  $A_k$  adalah matrik sensitivitas rata-rata slowness,  $B_k$  adalah matrix sensitivitas apparent slowness.  $\tau$  adalah parameter smoothing control dan  $\omega$  adalah factor pembobotan antara rata-rata slowness dan apparent slowness.  $\hat{d}$  adalah apparent slowness data dan  $\bar{d}$  adalah rata-rata slowness data. Algoritma *conjugate gradient* untuk inversi bentuk gauss newton pada persamaan 2.3 diselesaikan dengan metode *conjugate gradient* tahapan sebagai berikut:

1. Menghitung gradient ( $g_0$ ) :

$$\begin{aligned} g_0 = & (1 - \omega)A_k^T (\bar{d} - \bar{G}(m_0)) + \omega B_k^T (\hat{d} - \hat{G}(m_0)) - \\ & \tau R^T R m_0 \end{aligned} \quad (2.6)$$

2. *Precondition gradient* ( $p_0$ ) :

$$p_0 = P g_0 \quad (2.7)$$

Dengan

$$P = ((1 - \omega)A_k^T A_k + \omega B_k^T B_k + \tau R^T R + \epsilon_k I) \quad (2.8)$$

3. Udata inisial model :

$$c_0 = -p_0 \quad (2.9)$$

4. Menghitung gradient ( $g_{k+1}$ ) :

$$g_{k+1} = (1 - \omega)A_k^T(\bar{d} - \bar{G}(m_k)) + \omega B_k^T(\hat{d} - \hat{G}(m_k)) - \tau R^T R m_k \quad (2.10)$$

5. Prekondition gradient :

$$p_{k+1} = P g_{k+1} \quad (2.12)$$

6. Update model

$$c_{k+1} = -p_{k+1} + \beta_k c_k \quad (2.13)$$

Dengan

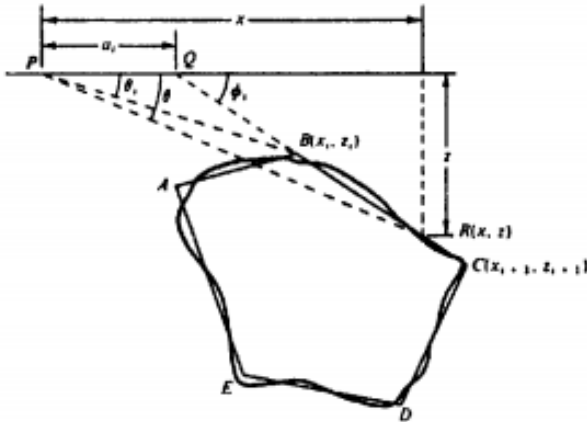
$$\beta_k = ((g_{k+1} - g_k)^T \frac{p_{k+1}}{p_k^T g_k}) \quad (2.14)$$

Tujuan tahapan 1, 2 dan 3 adalah untuk memperbaharui model  $m_0$ . Model kecepatan yang dihasilkan pada proses no:3 akan di perbaharui pada proses 4,5,6. Hasil model kecepatan pada proses No:6 kemudian perbaharui oleh proses no: 4,5,6. Proses tersebut terus berulang hingga memenuhi semua nilai K atau iterasi yang diberikan terpenuhi. Keuntungan dari kedua metode tersebut menghindari penyimpanan matrix, yang memakan banyak memory.

### 2.3 Pemodelan Kedepan Gravity

Pemodelan kedepan data gravity memanfaatkan prinsip  $n$ -sisi polygon untuk memperhitungkan anomaly gravity dipermukaan. Body anomaly pada gambar 2.5 dapat di dekatkan ke dalam bentuk  $n$ -polygon untuk menghitung besar anomaly gravitynya. Nilai gravity pada body tersebut sama dengan integral garis di sekeliling lingkaran. Hubungan ini didefinisikan kedalam persamaan:

$$g = 2\gamma\sigma \oint z d\theta \quad (2.15)$$



Gambar 2.5 Perkiraan polygon sebuah penampang vertical tidak beraturan dari body dua dimensi (Telford, 1976)

Dari gambar diatas juga diketahui hubungan:

$$z = x \tan \theta = (x-a_i)\tan \phi_i, \text{ atau } z = (a_i \tan \theta \tan \phi_i) / (\tan \phi_i - \tan \theta)$$

Integral garis untuk sisi BC adalah:

$$\int_{BC} z d\theta = \int_B^C \frac{a_i \tan \theta \tan \phi_i}{\tan \phi_i - \tan \theta} \quad (2.16)$$

Sehingga



$$g = 2\gamma\sigma \sum_{i=1}^n Z_i \quad (2.16)$$

Secara umum Zi dirumuskan kedalam persamaan:

$$\begin{aligned} Z_i &= a_i \tan \theta \tan \phi_i [(\theta_i - \theta_{i+1})] \\ &+ \tan \phi_i \cdot \log \left\{ \frac{\cos \theta_i (\tan \theta_i - \tan \phi_i)}{\cos \theta_{i+1} (\tan \theta_{i+1} - \tan \phi_i)} \right\} \end{aligned} \quad (2.16)$$

$$\begin{aligned} \theta_i &= \tan^{-1} \left( \frac{z_i}{x_i} \right), \phi_i = \tan^{-1} \left( \frac{z_{i+1}-z_i}{x_{i+1}-x_i} \right), a_i = X_{i+1}-Z_{i+1} \cot \phi_i = X_{i+1}- \\ &Z_i + \cot \left( \frac{x_{i+1}-x_i}{z_{i+1}-z_i} \right) \end{aligned}$$

Teknik ini juga telah digunakan untuk body anomaly tiga dimensi dengan cara mengganti kontur pada bidang horizontal dengan n-sisi polygon (Telford, 1976).

## 2.4 Inversi Data Gravity

Solusi inversi dari data gravity dapat menggunakan metode least square minimization yang memiliki fungsi objektif:

$$\phi(m, d^{obs}) = \phi_m(m) + \phi_d(d^{obs}) \quad (2.17)$$

Dengan  $\phi_d(d^{obs})$  adalah fungsi mifit dan  $\phi_m(m)$  merupakan fungsi regularisasi. m adalah vector dari parameter model (setiap komponen m adalah densitas dari cell tertentu pada model).  $d^{obs}$  adalah vektor data. Selanjutnya

$$\phi_d(d^{obs}) = \|W_d(d - d^{obs})\|^2 \quad (2.18)$$

Dengan d adalah vector data, yang dihitung oleh persamaan pemodelan kedepan dengan menggunakan model diketahui.  $W_d$ , faktorisasi cholesky dari matrix kovarians inversi. Fungsi regularisasi  $\phi_m(m)$  didefinisikan sebagai:

$$\begin{aligned}
\phi_m(m) = & \alpha_s \int_v w_s \{a[m(r) - m_0]\}^2 dv + \\
& \alpha_x \int_v w_x \left\{ \frac{\partial w(z)[m(r) - m_0]}{\partial x} \right\}^2 dv + \\
& \alpha_y \int_v w_y \left\{ \frac{\partial w(z)[m(r) - m_0]}{\partial y} \right\}^2 dv + \\
& \alpha_z \int_v w_z \left\{ \frac{\partial w(z)[m(r) - m_0]}{\partial z} \right\}^2 dv
\end{aligned} \tag{2.18}$$

Dengan  $\alpha_i$  adalah pembobotan yang ada parameter pembobotan yang berpengaruh terhadap komponen dari fungsi objektif,  $w_i$  adalah fungsi pembobotan 3D dan  $w_z$  adalah fungsi pembobotan terhadap kedalaman yang berbentuk:

$$w_z = \frac{1}{(z+z_0)^{\beta/2}} \tag{2.17}$$

Dengan  $\beta$  adalah parameter pembobotan terhadap kedalaman dan  $z_0$  bergantung kepada ukuran cell dari model dan ketinggian posisi pengukuran data. Apabila tidak digunakan fungsi pembobotan terhadap kedalaman densitas hasil inversi cenderung terkonsentrasi dekat permukaan. Sistem persamaan linear dari dari fungsi yang di inversikan dengan metode least square berbentuk:

$$\begin{bmatrix} W_\phi \\ W_M \\ W_d G \end{bmatrix} \Delta m = \begin{bmatrix} 0 \\ 0 \\ W_d \Delta d \end{bmatrix}$$

Dengan  $W_\phi$  adalah bentuk matrix dari  $\phi_m(m)$ ,  $W_M$  adalah faktorisasi Cholesky dari matrix kovarians inversi,  $\Delta m$  adalah  $(m - m_{pri})$ ,  $m_{pri}$  adalah model awal inversi dan  $\Delta d = (d_{obs} - d_{cal})$ .  $G$  adalah *matrix forward*.

## 2.5 Joint inversi Seismik Gravity

Algoritma joint inversi seismik gravity dapat menggabungkan informasi apriori kedalam fungsi objektif model dengan menggunakan satu atau

lebih fungsi pembobotan. Formula joint seismi-gravity inversion merupakan permasalahan constrained least square yang diselesaikan menggunakan pengali Lagrange dan iterative conjugate gradient untuk meminimalisir fungsi objektif yang berbentuk:

$$\begin{aligned}\phi_t(m) = \phi_m(m) + \frac{1}{\lambda_1} [\phi_d + \phi_d^*] + \frac{1}{\lambda_2} \phi_b(m) \\ + \frac{1}{\lambda_3} \phi_x(m) + \frac{1}{\lambda_4} \phi_{rp}(m)\end{aligned}\quad (2.17)$$

dengan  $\lambda_i, i=1, \dots, 4$  adalah pengali Lagrange yang berbeda. Fungsi regularisasi model  $\phi_m(m)$  adalah:

$$\begin{aligned}\phi_m(m) = (m - m_0)^T W_m^T W_m (m - m_0) \\ = \|W_m(m - m_0)\|_{L_2}^2\end{aligned}\quad (2.18)$$

Dengan  $m$  dan  $m_0$  masing-masing adalah model yang tidak diketahui dan model input.  $W_m$  adalah matrix pembobotan model yang termasuk didalamnya fungsi pembobotan ketergantungan spasial, fungsi pembobotan terhadap kedalaman, operator smoothing dan informasi sebelumnya pada model. Misfit data didefinisikan sebagai:

$$\begin{aligned}\phi_d(m) = (Jm - d_{obs})^T W_d^T W_d (Jm - d_{obs}) \\ = \|W_d(Jm - d_{obs})\|_{L_2}^2\end{aligned}\quad (2.19)$$

Dengan  $d_{obs}$  adalah vector dari data pengukuran (yang didalamnya  $N_t$  - travel time dan  $N_g$  observasi gravity);  $J$  adalah matrix jacobian atau sensitivitas; dan  $W_d$  adalah matrix pembobotan data yang memperhitungkan hubungan relative dari data hasil pengukuran dan efek noise pada data. Sebuah penhalang logaritma (Li dan Oldenburg, 2003) didefinisikan sebagai

$$\phi_b(m) = - \sum_{i=1}^M \left[ \ln\left(\frac{m_i - m_{Li}}{m_{Hi} - m_{Li}}\right) + \ln\left(\frac{m_{Hi} - m_i}{m_{Hi} - m_{Li}}\right) \right] \quad (2.20)$$

Dengan  $H$  adalah atas dan  $L$  adalah bawah; apabila  $m_i \rightarrow m_{Li}$  atau  $m_i \rightarrow m_{Hi}$ , sehingga  $\phi_b \rightarrow \inf$ .  $M$  adalah jarak cardinal model dan sesuai

dengan  $M_s + M_\rho$  yang masing-masing adalah parameter slowness dan densitas.  $\phi_x(m)$  dan  $\phi_{rp}(m)$  merupakan cross gradient dan hubungan fisika batuan. Cross gradient model didefinisikan sebagai:

$$\phi_x(m) = \sum_{k=1}^K \|x_k\|_{L_2}^2$$

Dengan  $K$  merupakan grid nomor kolom.  $x_k$  adalah matrix *cross gradient* dari densitas dan slowness.  $x_k$  di definisikan sebagai berikut:

$$x_k = \nabla s_k x \nabla \rho_k = \begin{vmatrix} i & j & k \\ \frac{\partial s_k}{\partial x} & \frac{\partial s_k}{\partial y} & \frac{\partial s_k}{\partial z} \\ \frac{\partial \rho_k}{\partial x} & \frac{\partial \rho_k}{\partial y} & \frac{\partial \rho_k}{\partial z} \end{vmatrix}$$

Dengan  $i, j, k$  adalah satuan sumbu koordinat kartesian vector. Kesamaan structural antara model *slowness* dan densitas didapatkan ketika  $\nabla s_k$  dan  $\nabla \rho_k$  berbagi posisi yang sama dan  $x_k = 0$ . Hubungan fisik dari domain geofisika yang berbeda dapat diturunkan melalui hubungan fisika batuan. Hubungan tersebut dinyatakan sebagai persamaan:

$$\phi_{rp}(m) = \sum_{k=1}^K \|\rho_k - f_{rp}(s_k)\|_{L_2}^2 \quad (2.20)$$

Metode yang diusulkan di sini adalah join inversi simultan yang dapat diperluas ke beberapa domain dan sifat yang berbeda (misalnya, seismik-EM-gravitasi) (Colombo, 2013).

## 2.6 Hubungan Parameter Fisik Kecepatan dan Densitas

Parameter Fisis adalah suatu besaran yang menunjukkan nilai karakter fisis tertentu contohnya adalah densitas, resistivitas, kecepatan dan magnetisasi. Komponen penyusun batuan yang bermacam-macam menyebabkan perbedaan parameter fisis dan jenis batuan. Perbedaan nilai parameter fisis suatu batuan sehingga diperlukan suatu persamaan untuk memperlihatkan hubungan antara masing-masing parameter fisis.

Persamaan ini bertujuan untuk memprediksi parameter batuan berdasarkan parameter yang diketahui.

Persamaan matematika hubungan  $V_p$  dan densitas yang paling umum digunakan dalam industri minyak dan gas adalah persamaan Gardner, karena persamaan ini cocok digunakan untuk batuan sedimen dan kurang cocok untuk digunakan untuk batuan vulkanik ataupun metamorf. Berikut ini adalah beberapa persamaan yang memperlihatkan hubungan  $V_p$  dan densitas:

(Gardner et al,1974) untuk batuan sedimen:

$$\rho \text{ (g/cm}^3\text{)} = 1.74V_p^{0.25} \text{ (km/s)} \quad (2.21)$$

dengan persamaan ini berlaku untuk interval kecepatan  $1.5 < V_p < 6.1$ .

(Christensen dan Mooney,1995) untuk batuan kristalin pada kedalaman 10 km dengan interval kecepatan  $5.5 < V_p < 7.5$ :

$$\rho \text{ (g/cm}^3\text{)} = 0.541 + 0.36V_p \text{ (km/s)} \quad (2.22)$$

Persamaan ini berlaku untuk batuan basalt, diabase, dan gabbro yang didasarkan oleh data yang dilaporkan oleh Christensen dan mooney (1995):

$$\rho \text{ (g/cm}^3\text{)} = 2.4372 + 0.076V_p \quad (2.23)$$

Persamaan ini juga berlaku untuk batuan kerak benua pada kedalaman 10 km dengan rentang kecepatan  $5.9 < V_p < 7.1$ .

(Brocher,2005):

$$\begin{aligned} \rho \text{ (g/cm}^3\text{)} = & 1.6612V_p \text{ (km/s)} - 0.0671V_p^2 + 0.0671V_p^3 \\ & - 0.0043V_p^4 + 0.000106V_p^5 \end{aligned} \quad (2.24)$$

$$V_p \text{ (km/s)} = 39.128\rho(\text{g/cm}^3) - 63.064\rho^2 + 37.083\rho^3 - 9.181\rho^4 + 0.822\rho^5 \quad (2.25)$$

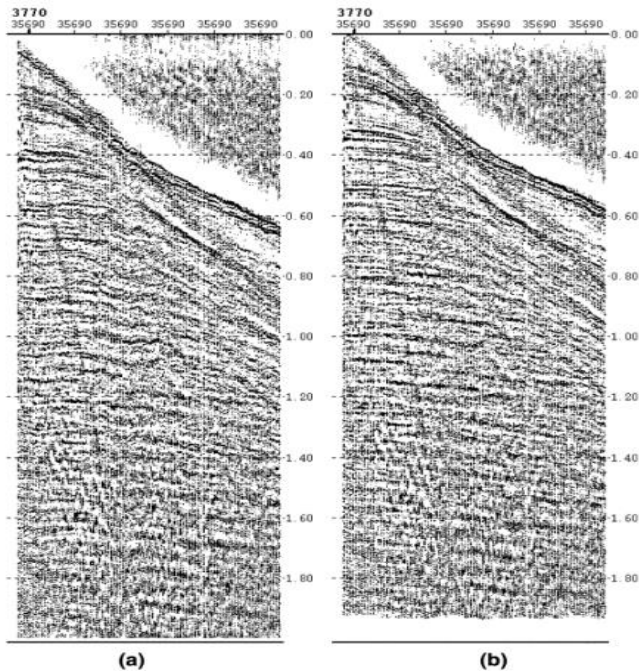
Persamaan ini berlaku untuk interval kecepatan  $1.5 < V_p < 8.5$  km/s dan berlaku juga untuk seluruh batuan kerak benua, kecuali batuan benua ultra mafic dan batuan karbonat.

## 2.7 Data Seismik

Rekaman data seismik yang di dapatkan melalui akusisi data seismik, terlebih dahulu diproses sebelum menjadi sebuah penampang seismik. Tujuan pengolahan data seismik adalah untuk menghilangkan sinyal yang tidak di inginkan seperti *noise* dan *ground roll*, selain itu untuk meningkatkan kualitas sinyal data seismik, sehingga informasi yang di dapatkan tentang struktur dan perlapisan bawah permukaan menjadi maksimal. Pengolahan data seismik umunya terdiri dari proses geometri, koreksi statik, filtering dan analisa kecepatan, NMO, dan migrasi. Berikut ini adalah penjelasan dari beberapa tahapan pengolahan data seismik.

### 2.7.1 Koreksi statik

Koreksi statik bertujuan untuk menghilangkan pengaruh topografi terhadap sinyal- sinyal seismik yang berasal dari reflektor, sehingga didapatkan informasi geologi bawah permukaan yang terpercaya. Topografi permukaan tanah umumnya tidak rata sehingga menyebabkan pergeseran waktu datang sinyal refleksi dari waktu yang diharapkan. Koreksi statik dilakukan pada data seismik dengan cara menggeser datum data sejauh waktu tertentu (*time shift*). Koreksi statik juga diperlukan untuk menghilangkan pengaruh lapisan lapuk (*weathering zone*) yang biasanya memiliki kecepatan yang sangat rendah dibandingkan dengan lapisan batuan yang ada di bawahnya. Setelah koreksi statik maka shot dan geophone seolah-olah diletakkan di bidang datum.



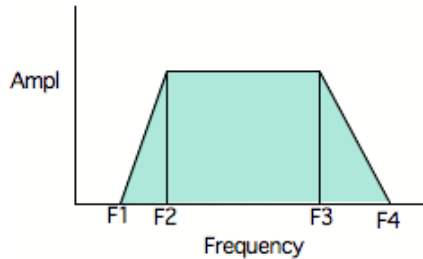
Gambar 2.6 (a) CMP Gather tanpa koreksi statik, (b) CMP Gather setelah koreksi static (Yilmaz, 2001)

### 2.7.2 *Bandpass Filter*

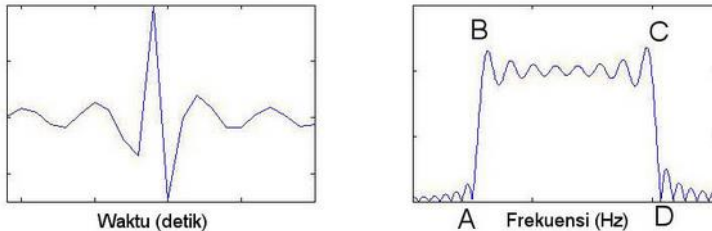
Identifikasi dan penghilangan noise dari data seismik adalah satu tahapan dari pemrosesan data seismik. Tujuan dari filter frekuensi adalah untuk menghilangkan komponen frekuensi yang mengganggu data seismik. Gelombang permukaan (ground roll) contohnya biasanya diamati sebagai suatu event frekuensi rendah dengan amplitudo yang besar dan dapat dipisahkan dengan filter frekuensi.

Filter frekuensi dilakukan dalam kawasan frekuensi. Transformasi Fourier dibutuhkan sebelum filtering dan Transformasi Fourier Balik

diaplikasikan sesudahnya. Dengan menentukan frekuensi cut- off, maka sinyal dapat dipisahkan menurut frekuensi yang diinginkan. Taper seharusnya didisain untuk menghindari efek batas (boundary effect). Kemiringan taper pada frekuensi rendah seharusnya lebih tajam dibanding kemiringan pada frekuensi tinggi.



Gambar 2.7 Contoh Filter Bandpass, bidang yang menyerupai trapesium merupakan Taper, F1 adalah low pass, F2 adalah low cut, F3 adalah high cut, dan F4 adalah high pass



Gambar 2.8 Transformasi Fourier digunakan untuk megubah domain time sinyal menjadi domain frekuensi (a) adalah sinyal dalam domain time, (b) adalah sinyal dalam domain frekuensi (Abdullah, 2007)

Data seismik hasil akusisi direkam dalam domain waktu, data yang difilter terlebih dahulu di transformasi menggunakan transformasi Fourier (gambar 2.9) setelah itu digunakan filter bandpass dengan bentuk taper seperti gambar 2.8. Taper bekerja dengan cara memotong data yang berada pada F1 dan F2 begitu juga data yang berada di F3 dan F4, dan



meloloskan sinyal yang berada diantara F2 dan F3, sedangkan data yang berada dibawah F1 dan F4 akan diabaikan.

Filter yang sering digunakan dalam pengolahan data seismik adalah filter Band- Pass. Energi seismik secara umum terekam dalam suatu range yang pasti. Batas rendah dari range ini ditandai dengan ground roll. Sedangkan batas atas dari range ini hanya noise yang dapat teramati, tergantung pada macam-macam faktor seperti: tipe source yang digunakan, penetrasi kedalaman dari gelombang dan properti batuan. **Invalid source specified..**

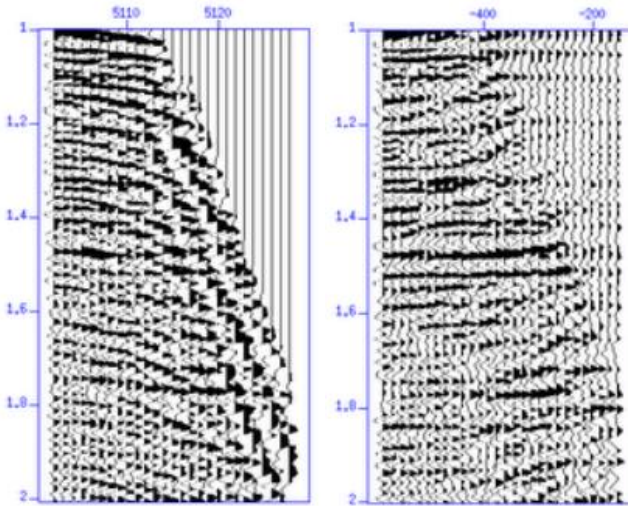
### **2.7.3 FK Filter**

FK Filter merupakan salah satu filter dalam pengolahan data seismik yang dilakukan dengan cara merubah data seismik dari domain waktu (t) dan jarak (x) menjadi domain frekuensi (f) dan bilangan gelombang (k) dengan menggunakan transformasi Fourier (Dewar, 2003). FK filter umumnya digunakan untuk mengilangkan koheren noise seperti ground roll. Ground roll pada data seismik ditandai dengan high amplitude dan low frekuensi. Pada spektrum FK domain groundroll terletak pada low frekuensi dan berada pada pinggiran spektrum FK yang memiliki nilai bilangan gelombang sangat.

### **2.7.4 Transformasi Radon**

Radon transform merupakan teknik secara matematika yang telah luas digunakan dalam pengolahan data seismik. Terdapat tiga jenis radon transform yang biasa digunakan untuk menekan multiple, yaitu slant-stack atau , transform hiperbolic, dan radon transform parabolic. Prinsip kerja radon transform dengan merubah data dari domain (time-offset) atau t-x menjadi domain (intercept time-ray parameter) atau  $\tau - p$ . Radon transform dikenakan pada CMP gather yang sudah terkoreksi NMO atau pada common shot gather. Radon transform dilakukan untuk menekan keberadaan longpath multiple yang diakibatkan oleh kontras kecepatan yang sangat besar antara permukaan dasar laut dan air laut. Data seismik yang merupakan data dengan domain waktu (t) dan jarak (x) ditransformasikan secara linier ke dalam domain waktu pada jarak nol/

time intercept dan slowness ( $p$ ). Dalam domain inilah data seismik dimuting untuk menghilangkan multiple.



Gambar 2.9 Kiri data seismik yang dalam domain CMP, kanan data seismik yang telah di lakukan radon filter (Abdullah, 2007)

Multiple akan mengalami atenuasi setelah berubah dari domain ke  $t-x$  domain  $\tau - p$ . Pada domain dilakukan koreksi NMO, even primary akan menjadi flat, tetapi multiple memiliki residual moveout yang naik berdasarkan offset. Dan karena memiliki perbedaan moveout, primary dan multiple akan tampak pada daerah yang berbeda pada domain. Kemudian dilakukan mute terhadap daerah yang dianggap sebagai multiple, sehingga energi primary dipisahkan dari energi multiple yang memiliki kecepatan lebih rendah dibandingkan kecepatan primary pada semblance.

### 2.7.5 Deconvolution

Dekonvolusi adalah suatu proses untuk menghilangkan wavelet seismik sehingga yang tersisa hanya estimasi dari reflektifitas lapisan bumi.

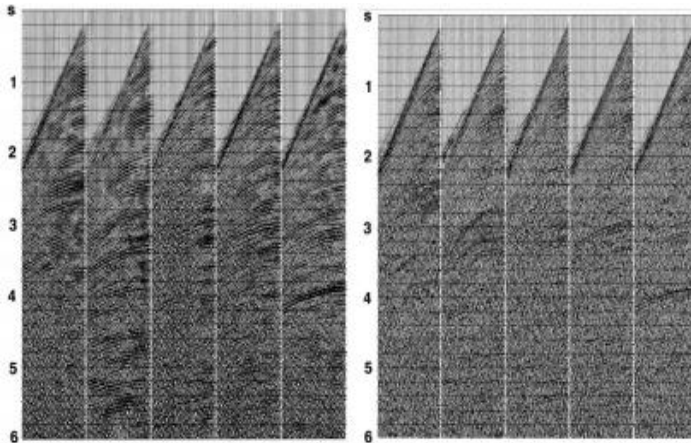
Dekonvolusi bertujuan untuk: (1) menghilangkan ringing, (2) meningkatkan resolusi temporal (vertikal), (3) memperbaiki penampilan dari stacked section sehingga menjadi lebih mudah untuk diinterpretasi, (4) seismik section menjadi lebih mirip dengan model geologi, (5) menghilangkan multipel. Berikut beberapa metode- metode dekonvolusi:

#### 2.7.5.1 *Predictive Deconvolution*

Dekonvolusi prediktif Dekonvolusi prediktif dilakukan dengan cara mencari bagian-bagian yang bisa diprediksi dari trace seismik untuk kemudian dihilangkan. Dekonvolusi prediktif biasanya dipergunakan untuk prediksi dan eliminasi event- event yang berulang secara periodik seperti multipel periode panjang maupun pendek dan Prediksi dan eliminasi ‘ekor’ wavelet yang panjang dan kompleks

#### 2.7.5.2 *Spiking Deconvolution*

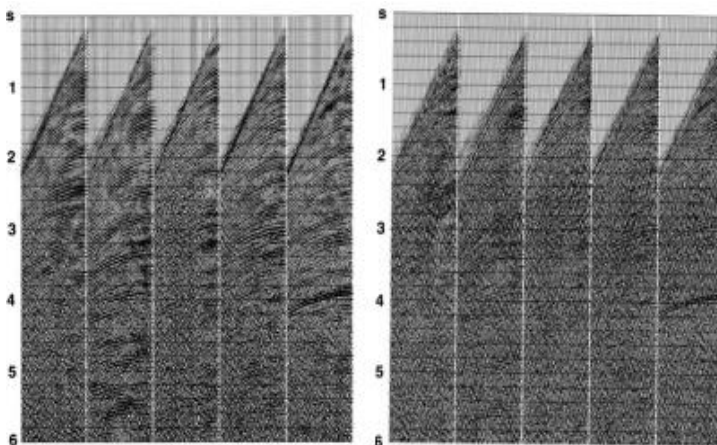
Spiking deconvolution bertujuan untuk menghasilkan keluaran yang spike (tajam) sehingga sesuai dengan deret reflektifitas.



Gambar 2.10 CMP Gather tanpa dekonvolusi (kiri), CMP Gather dengan Spiking dekonvolusi (kanan) (Yilmaz, 2001)

### 2.7.5.3 *Dekonvolusi zero- phase*

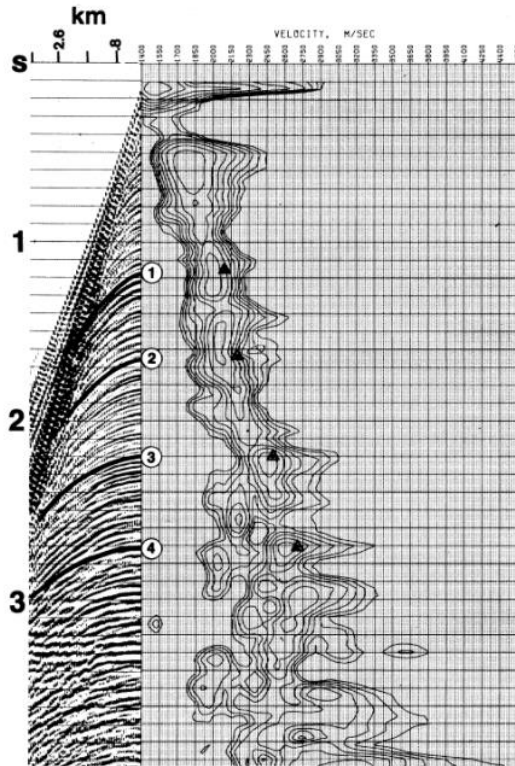
Dekonvolusi zero- phase dilakukan dengan cara mengestimasi spektrum amplitudo wavelet terbaik dan menggunakan inverse dari spektrum amplitudo tersebut untuk melakukan proses whitening pada data tanpa mempengaruhi fasanya.



Gambar 2.11 CMP Gather tanpa dekonvolusi (kiri), CMP Gather dengan dekonvolusi Zero- phase (kanan) (Yilmaz, 2001)

### 2.7.6 *Analisa Kecepatan dan Semblance*

Analisa kecepatan adalah proses pemilihan kecepatan sesuai yang akan digunakan untuk pemrosesan yang lebih lanjut yaitu NMO dan Migrasi. Prinsip dari analisa kecepatan adalah memilih kecepatan yang terbaik pada semblance yang mampu meluruskan event pada CDP gather dari bentuk hiperbolik



Gambar 2.12 analisa kecepatan pada pengolahan data seismik, kiri event pada seismik, kanan adalah semblance. (Yilmaz, 2001)

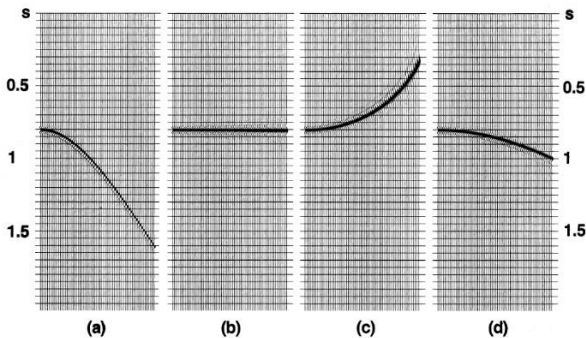
Semblance adalah spektrum kecepatan. Semblance di dapatkan berdasarkan amplitudo stack maksimum berdasarkan harga fungsi kecepatan yang diterapkan pada koreksi NMO. Semblance ditampilkan kedalam bentuk spektrum atau kontur amplitudo yang disertai dengan harga amplitudo dan kecepatan untuk tiap- tiap event yang ada (Kadir. R, 1993)

### 2.7.7 Normal Move Out (NMO)

Koreksi Normal Move Out dilakukan untuk menghilangkan efek jarak (*offset*) yang berbeda-beda dari tiap receiver. Karena semakin jauh jarak offset suatu receiver maka semakin besar waktu yang diperlukan gelombang untuk merambat dari shot point untuk sampai ke receiver, sehingga efek yang ditimbulkan dari peristiwa ini adalah reflektor yang trekam seolah-olah berbentuk hiperbolik. Koreksi *Normal Move Out* menghilangkan pengaruh offset gelombang pantul datang dari arah vertikal (*Normal Incidence*) (Asriyanto,K.1999). Secara matematis koreksi Normal Move Out dirumuskan sebagai berikut:

$$t^2 = t_0^2 + \frac{x^2}{v^2} \quad (2.25)$$

dengan  $x$  adalah offset,  $v$  adalah kecepatan medium reflector,  $t_0^2$  adalah waktu pada zero offset pada saat source dan receiver pada posisi yang sama.

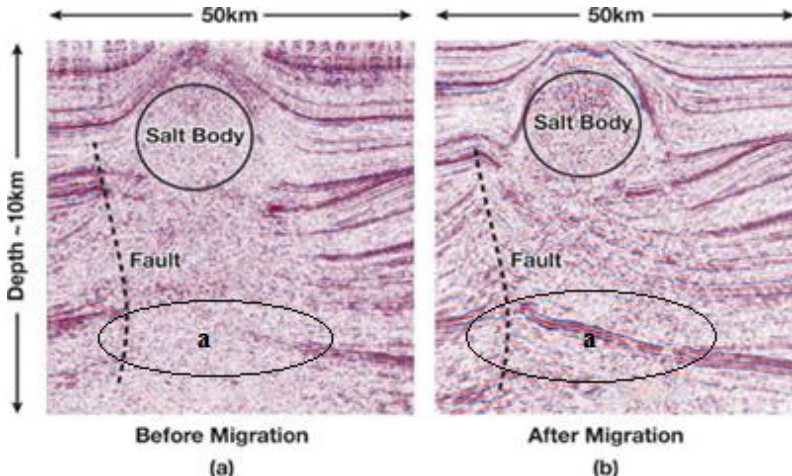


Gambar 2.13 CMP gather single event dengan kecepatan moveout 2264 m/s (b) koreksi NMO dengan kecepatan moveout yang pas, (c) Overcorrection, kecepatan terlalu rendah 2000m/s, (d) Undercorrection kecepatan terlalu tinggi 2500 m/s (Yilmaz, 2001)

Gambar 2.14 merupakan contoh dari proses NMO. Gambar 2.14 (a) adalah *event* CMP *gather* yang belum di lakukan NMO event ini memiliki kecepatan 2264 m/s. pada 2.14 (b) *event* (a) telah di NMO terlihat perbedaan dari dari bentuk hiperbolik menjadi *event* yang lurus. Akan tetapi pada gambar (c) dan (d) terlihat event (a) tidak menjadi event yang lurus seperti gambar (b) hal tersebut disebabkan pemilihan kecepatan NMO yang tidak sesuai, sehingga event (a) masih tetap berbentuk hiperbolik.

### 2.7.8 Migrasi

Migrasi data seismik adalah suatu proses pengolahan data seismik yang bertujuan untuk memetakan *event-event* seismik pada posisi yang sebenarnya (Sheriff and Geldart,1995). Pengolahan data seismik secara umum dibagi menjadi 4 kategori utama (Berkhout and Wulfften,1980) yaitu: (1) Memperbesar sudut kemiringan, (2) Memperpendek reflektor, (3) Memindahkan reflektor ke arah up dip, dan (4) Memperbaiki resolusi lateral.



Gambar 2.14 (a) adalah penampang seismik yang belum dilakukan migrasi terlihat event pada body salt tidak beraturan, dan event

pada lingkaran a tidak terlihat. (b) adalah penampang seismik yang telah dilakukan proses migrasi terlihat adanya event kecil pada *salt body* dan event yang terlihat pada lingkaran a. ([http://http.developer.nvidia.com/GPUGems3/gpugems3\\_ch38.html](http://http.developer.nvidia.com/GPUGems3/gpugems3_ch38.html))

Proses migrasi yang menghasilkan penampang migrasi dalam domain waktu disebut dengan migrasi waktu. Migrasi ini umumnya dapat berlaku selama variasi kecepatan secara lateral kecil hingga sedang. Jika variasi kecepatan lateral besar, migrasi waktu ini tidak dapat menghasilkan gambar bawah permukaan dengan baik dan benar. Untuk mengatasi hal tersebut dilakukan teknik migrasi dalam kawasan kedalaman (*depth migration*), di mana hasil migrasi ditampilkan dalam kawasan kedalaman, sehingga menghasilkan gambar bawah permukaan sesuai dengan kondisi geologi yang sebenarnya.

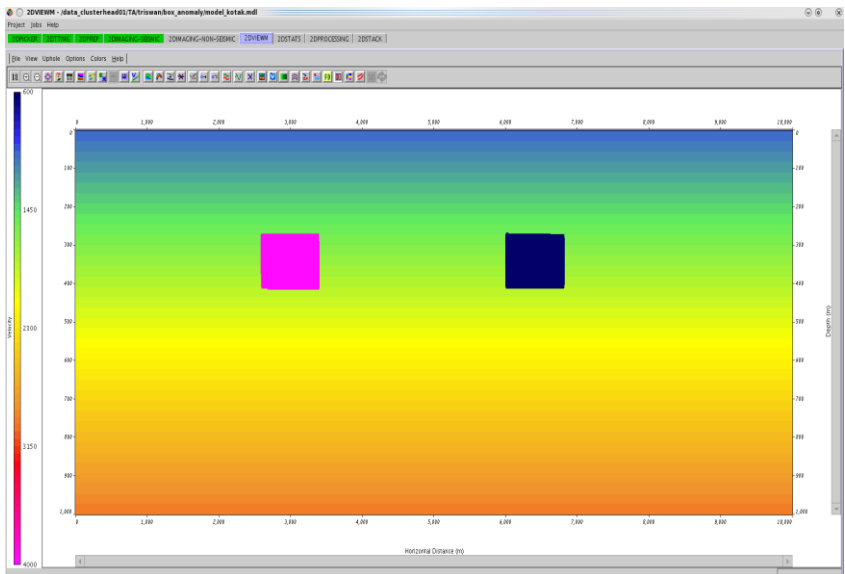


## BAB III

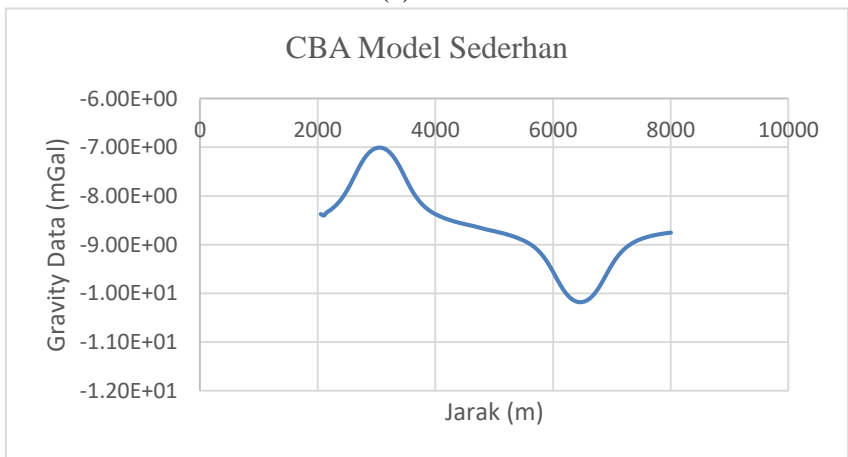
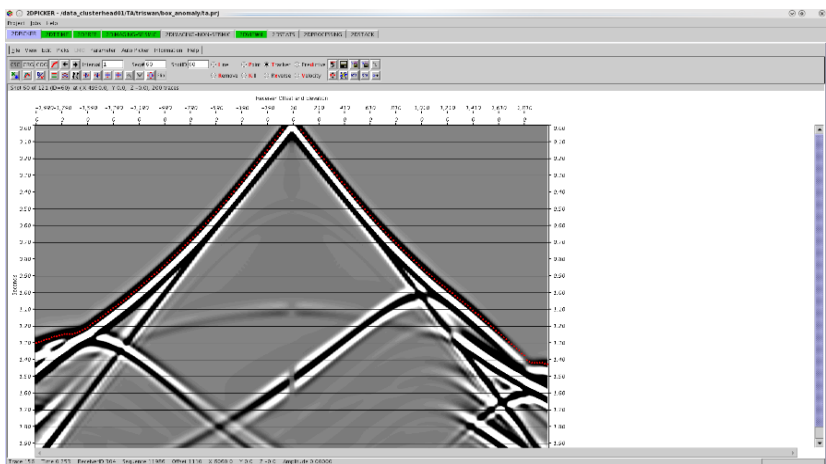
### METODOLOGI PENELITIAN

#### 3.1 Data

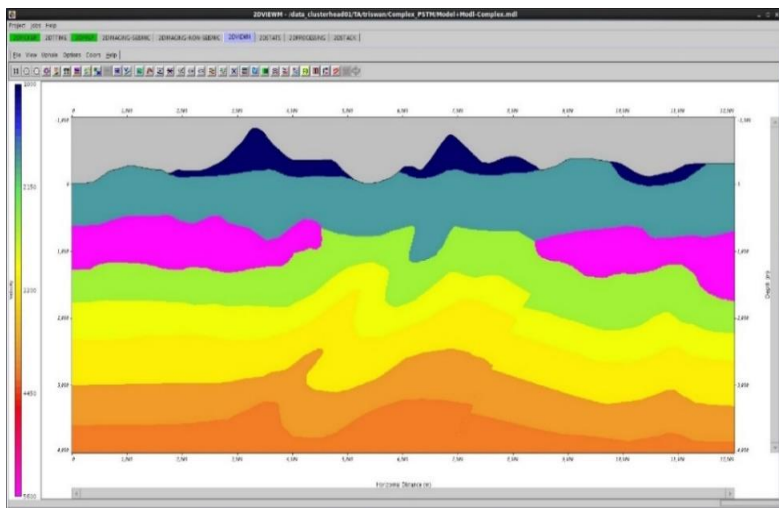
Data yang di gunakan pada tugas akhir ini adalah data sintetik yang terdiri dari data sesimik dan data gravity (CBA). Data tersebut di hasilkan melalui tiga model berbeda yaitu model sederhana (box model), complex PSTM dan Serayu. Masing-masing model tersebut memiliki tingkat kesulitan yang berbeda pada *imaging Travel time*, *Joint seismic gravity inversion*. Pengolahan data model sederhana dilakukan hingga proses imaging Joint seismic gravity inversion sedangkan model complex PSTM dilakukan hingga proses PSTM dan model Serayu dilakukan hingga imaging *travel time*. Berikut ini adalah tampilan dari masing-masing model kecepatan beserta data sintetik seismic dan gravity:



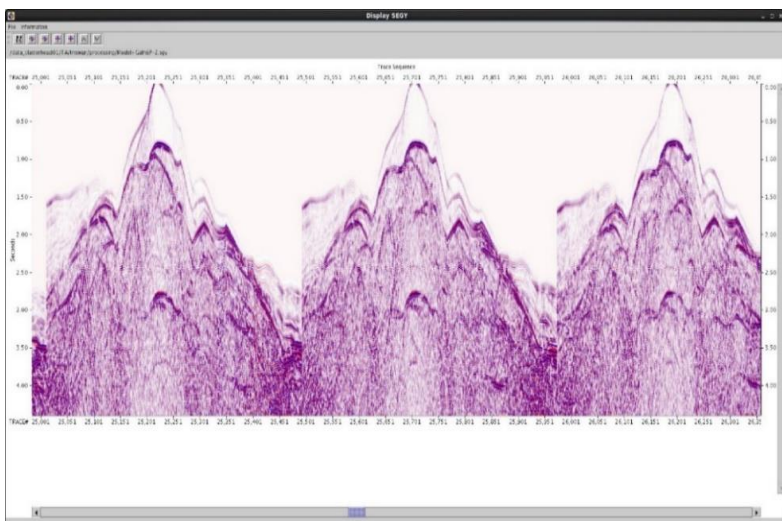
(a)



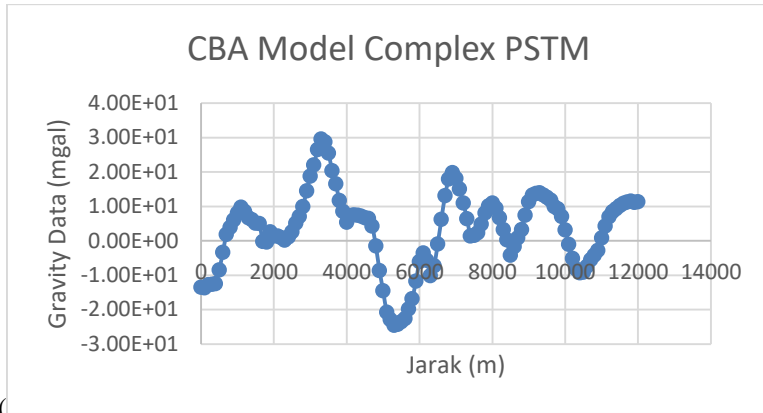
Gambar 3.1 (a) Model kecepatan kasus model sederhana, (b) data seismik model sederhana, dan (c) data gravity model sederhana



(a)

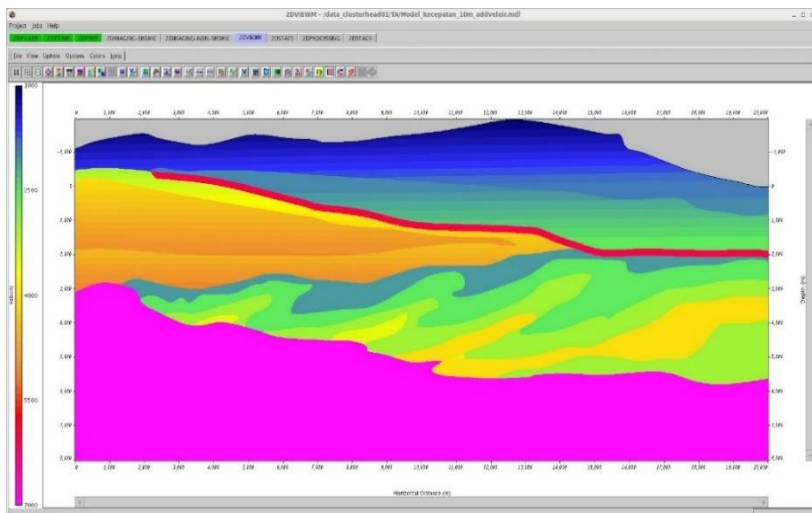


(b)

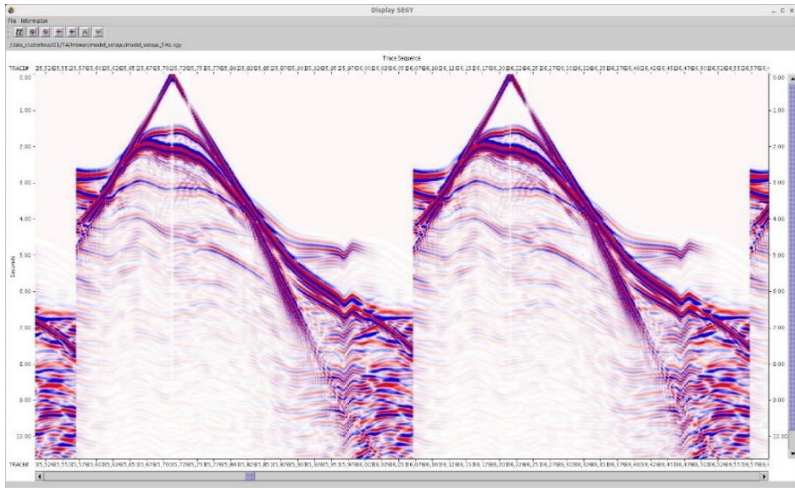


(c)

Gambar 3.2 (a) Model kecepatan kasus complex geologi, (b) data seismik complex geologi, dan (c) data gravity complex geologi



(a)



(b)

Gambar 3.3 (a) Model kecepatan kasus model serayu, dan (b) Data seismik model serayu

Masing-masing model yang digunakan pada tugas akhir ini memiliki fungsi berbeda. Model sederhana digunakan sebagai standar keberhasilan metode JSGI dalam imaging pada daerah yang memiliki lokal anomali yang tinggi maupun rendah. Model kompleks geologi bertujuan untuk memperlihatkan kemampuan JSGI dalam melakukan imaging pada daerah yang memiliki kontras keceaoatan secara horizontal dekat permukaan, sedangkan model serayu bertujuan untuk memperlihatkan keterbatasan JSGI dalam imaging.

## 3.2 Metodologi Penelitian

Berikut ini dalah tahapan pengerjaan tugas akhir:

### 3.2.1 Studi Literatur

Pada tahapan ini hal yang dilakukan adalah pengumpulan jurnal dan buku yang menunjang penulisan tugas akhir. Selain itu pada tahapan ini dilakukan perencanaan dan penentuan model geologi berdasarkan jurnal-

jurnal yang telah ada mengaplikasikan metode Joint seismik travel time dan gravity.

### **3.2.2 *Pemodelan Geologi dan Sintetik data***

Model geologi yang digunakan berdasarkan beberapa paper D.colombo (2010) tentang 3D Seismik-gravity Simultaneous Joint Inversion for *Near Surface Velocity Estimation* dan *near surface solution in south rub al-khali* untuk model sederhana dan *complex* PSTM sedangkan model serayu berdasarkan paper awang (2010) tentang potensi sub-vulkanik di Indonesia. Setelah dilakukan pemodelan geologi, kemudian dilakukan penentuan geometry shooting data seismik yaitu campuran antara *push-end* dan *split-spread*, dan dilakukan forward modelling data seismik maupun data gravity untuk ketiga model tersebut. Pemodelan data seismik dilakukan dengan menggunakan metode finite difference pada *software* Tesseral. Data gravity di forward menggunakan metode talwani pada *software* Tomoplus, Geotomo. Tahapan ini menghasilkan dua jenis data yaitu data *gravity* dan data seismik. Kedua data tersebut nantinya menjadi input utama pada penelitian ini.

### **3.2.3 *Picking first break dan imaging***

Tahapan *picking first break* pada data seismik merupakan tahapan yang sangat penting karena first break akan menentukan tingkat kebenaran model yang dihasilkan dari metode imaging travel time dan join inversi seismic gravity. Setelah *picking first break* dilakukan imaging dengan menggunakan dua metode yaitu travel time tomografi dan joint seismik gravity inversion. Gambar 3.5 adalah diagram alir imaging dengan metode join inversi seismik gravity selama pengerjaan tugas akhir. Imaging menggunakan *software* Thrusline, Geotomo.

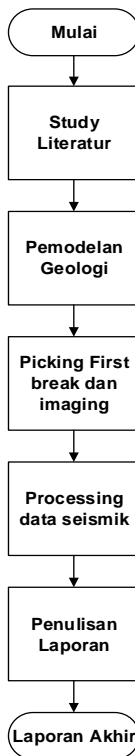
### **3.2.4 *Pengolahan Data Seismik***

Pengolahan data seismik dilakukan dengan cara menghitung parameter koreksi static, melakukan koreksi static, filtering (Bandpass, Deconvolution, TVSW (Time varian spectral whitening), FK filter, Radon Filter, FX Scadzhov, FX signal), PSTM, dan post processing. Gambar 3.6 adalah diagram alir imaging pengolahan data seismik selama

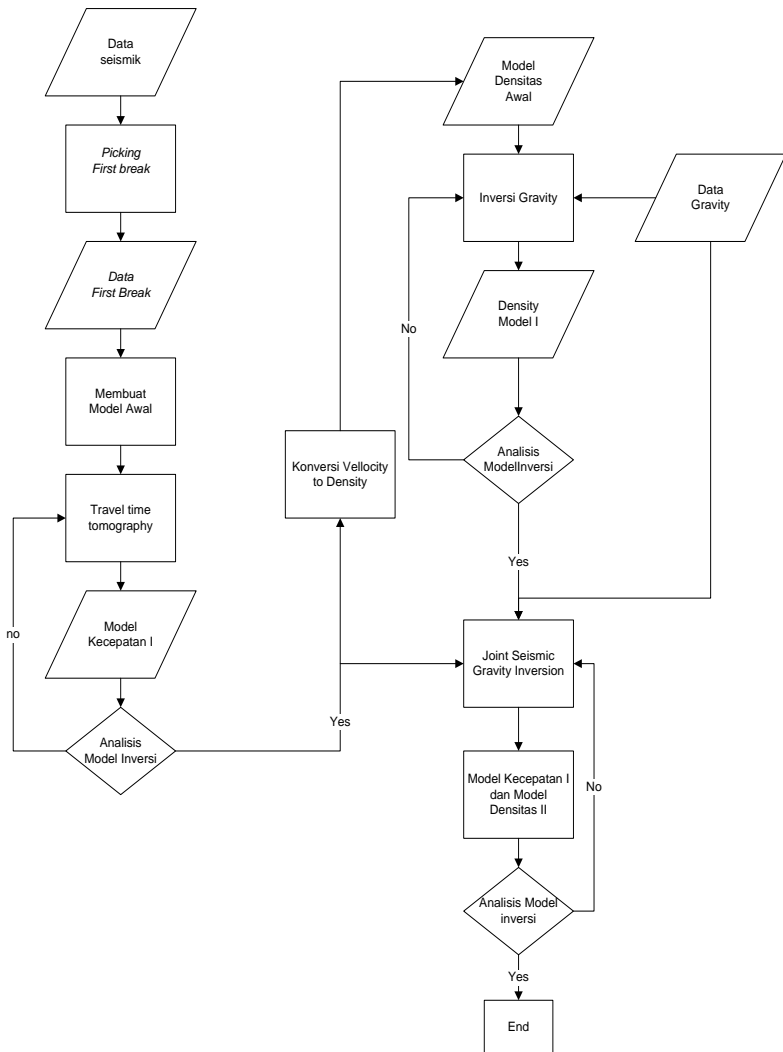
pengerjaan tugas akhir. Pengolahan data seismik menggunakan software Thrusline, Geotomo.

### 3.2.5 *Penyusunan Laporan*

Tahapan Penelitian yang telah dilakukan dituliskan kedalam bentuk laporan akhir untuk lebih jelasnya tahapan pengerjaan tugas akhir dapat dilihat pada gambar 3.4.

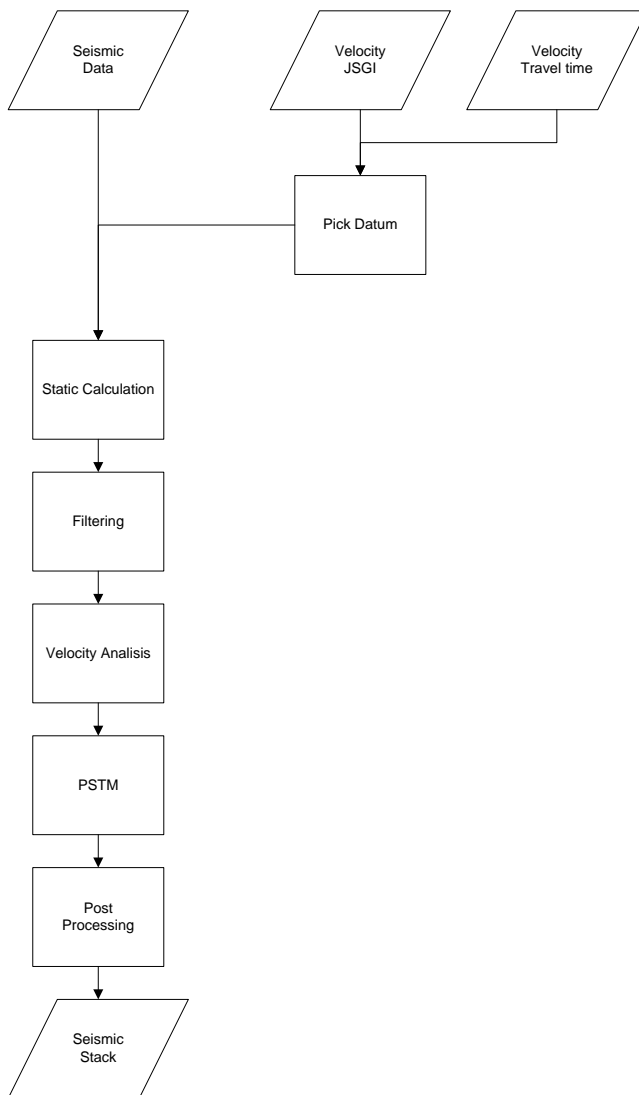


Gambar 3.4 Diagram alir pelaksanaan tugas akhir



Gambar 3.5 Diagram alir imaging dengan Metode joint seismik dan gravity





Gambar 3.6 Diagram alir pengolahan data seismik

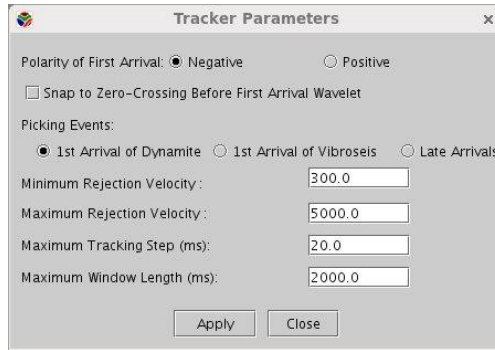
### 3.3 Pengolahan Data

#### 3.3.1 *Picking first break*

First break merupakan informasi yang sangat penting dalam proses imaging travel time ataupun join seismik dan gravity. Informasi first break pada proses imaging di gunakan sebagai data untuk validasi model kecepatan hasil imaging sehingga informasi ini harus memiliki tingkat kepercayaan yang tinggi. First break adalah energi atau amplitude yang pertama kali direkam oleh receiver.

Metode *picking first break* ada beberapa jenis yaitu point, line, predictive, dan auto-tracking. Metode-metode tersebut memiliki fungsi masing-masing, metode point umumnya digunakan untuk memperbaiki posisi first break pada trace tertentu yang telah dilakukan picking predictive ataupun auto tracking karena metode ini hanya melakukan dapat melakukan picking satu trace untuk sekali picking. Metode line hanya akan melakukan picking firstbreak diantara dua titik dengan bentuk garis lurus. Metode auto-traking akan mencari first break diantara dua titik dengan batas fungsi kecepatan, batas pergeseran posisi amplitude antara *trace (tracking step)* dan lebar windows. Metode prediktif akan melakukan automatic picking untuk semua trace dalam satu shot.

Pengerjaan tugas akhir menggunakan dua metode *picking first break* yaitu auto-tracking dan FBDYN pada modul PREP. Auto-tracking membutuhkan pengaturan parameter yang harus di atur terlebih dahulu untuk memaksimalkan tracking amplitude.

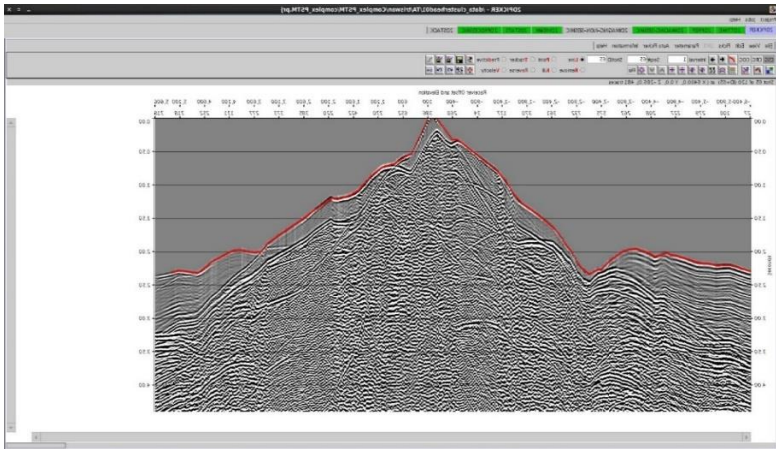


Gambar 3.7 Panel Parameter Tracking First break untuk metode auto-tracking

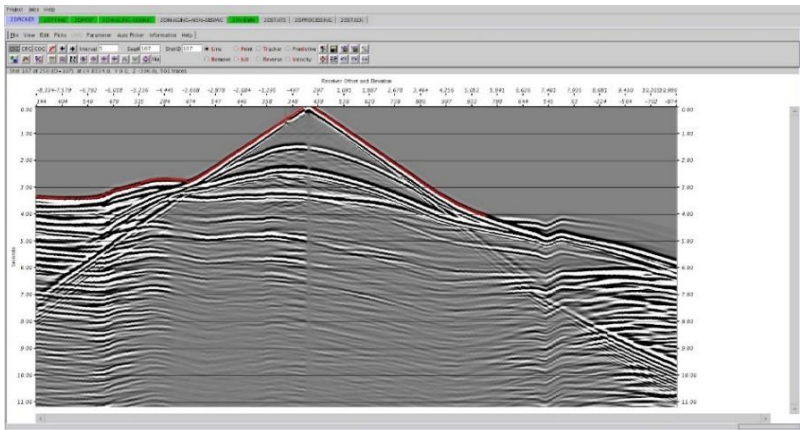
Gambar 3.7 merupakan parameter auto-tracking yang digunakan selama pengerjaan tugas akhir. Metode auto tracking dapat digunakan apabila kemiringan first break pada data seismik konsisten. Akan tetapi Data seismik yang digunakan pada pengerjaan tugas akhir ini secara umum tidak memiliki gradient yang konsisten. Akibatnya metode tersebut tidak dapat digunakan untuk keseluruhan shot pada data seismik.

FBDYN merupakan metode prediction first break pada software tomoplus. Metode tersebut dikhususkan untuk sumber gelombang berupa impuls. FBDYN membutuhkan pengaturan parameter untuk *picking first break*. Parameter FBDYN dapat dilihat pada gambar 3.8. Parameter tersebut berguna untuk memprediksi tren dari first break pada data seismik. Perbedaan dari autotracking dan FBDYN terletak pada metode prediksi tren first break. Metode auto-tracking memanfaatkan fungsi kecepatan untuk memprediksi gradien dari first break sedangkan metode FBDYN memanfaatkan fungsi rasio eneri untuk *picking first break*.



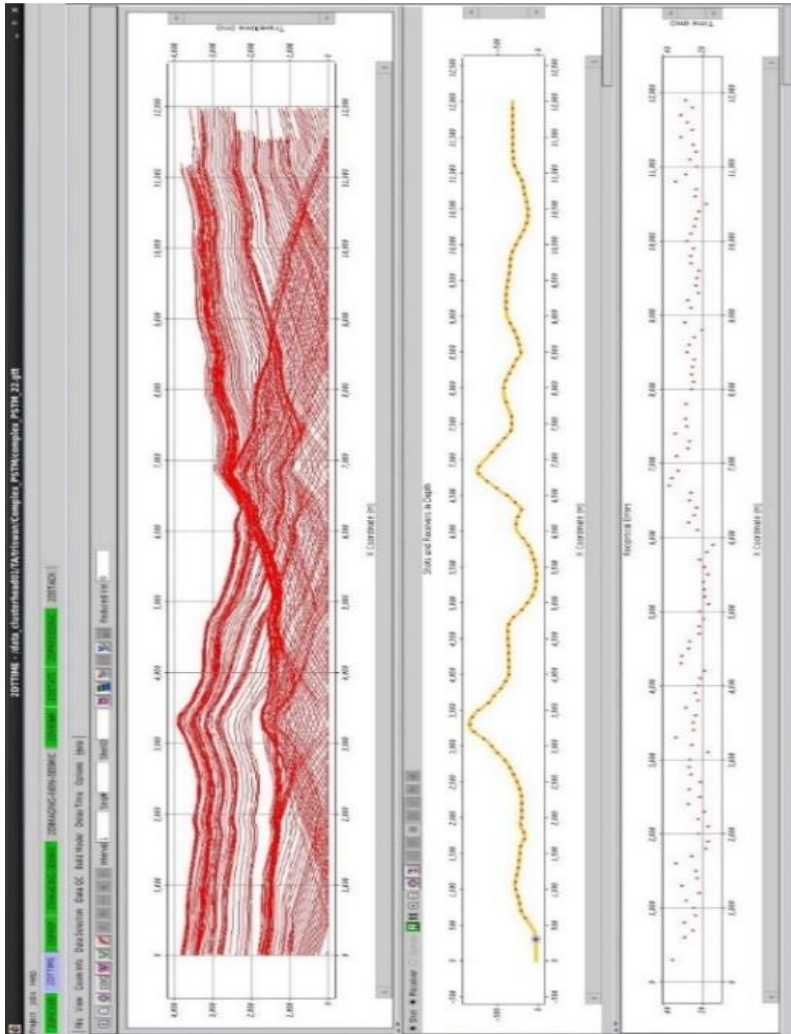


(b)



(c)

Gambar 3.9 Garis merah adalah (a) First break model sederhana, (b) first break model complex PSTM dan (c) first break model serayu



Gambar 3.10 Panel TTime pada tomoplus untuk melakukan QC hasil *picking first break* untuk dataset Complex PSTM

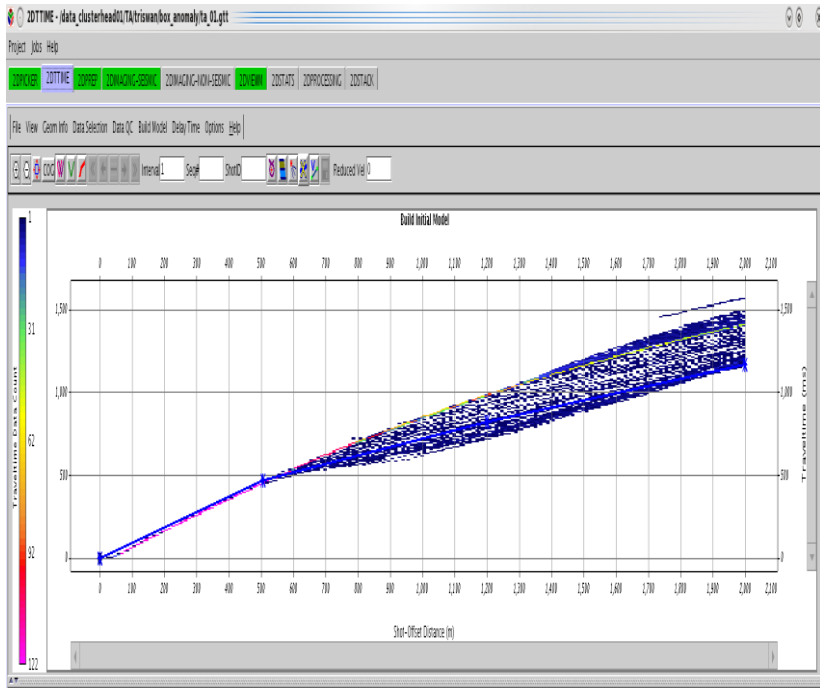
Gambar 3.9 a, b, c merupakan hasil *picking first break* salah satu shot dari semua data yang digunakan pada tugas akhir. Garis merah pada ketiga gambar tersebut merupakan *first break* yang telah dipicking. Dari gambar tersebut juga dapat dilihat bahwa trend first break pada data seismik tersebut tidaklah menentu. Akibatnya sulit digunakan metode auto-tracking atau metode prediktif secara umum untuk keseluruhan data. Picking firstbreak dari data seismik selama pengerjaan tugas akhir ini dilakukan secara manual dengan metode line.

Setelah *picking first break* untuk semua shot pada satu data set selesai kemudian dilakukan *first break editing* dan *shot removing* untuk memperkecil reciprocal error pada panel tiga gambar 3.10. Reciprocal error adalah nilai yang menunjukkan derajat konsistensi hasil *picking first break*. Secara teori nilai travel time tidak berubah berdasarkan posisi shot ataupun receiver. Secara umum reciprocal error harus berada dibawah 20 ms dan rata-rata berada dibawah 10 ms. Akan tetapi pada kenyataannya error pada geometry, kedalaman sumber, dan kesalahan *picking first break* menyebabkan perbedaan nilai reciprocal. Besar nilai *reciprocal* umumnya diakibatkan oleh geometri dan *picking first break*.

Memperkecil nilai reciprocal dilakukan dengan cara mengubah hasil *picking first break* yang telah dilakukan. Umumnya nilai *reciprocal* tinggi diakibatkan adanya hasil *picking first break* yang keluar dari tren first break. Selain itu memperkecil *reciprocal* dilakukan pembuangan shot yang memiliki reciprocal error tinggi.

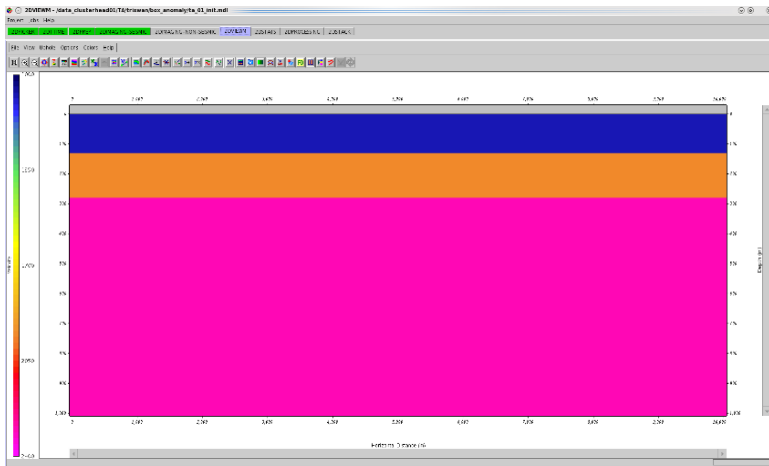
### 3.3.2 *Initial Model*

Proses tomografi memerlukan model awal sebelum melakukan inversi. Model tersebut nantinya akan di perbaiki nilai kecepatannya selama proses inversi sehingga, didapatkan model kecepatan yang mendekati model sebenarnya.



(a)





(b)

Gambar 3.11 (a) Module TTime pada tomoplus dan (b) model inisial untuk travel time tomografi model sederhana

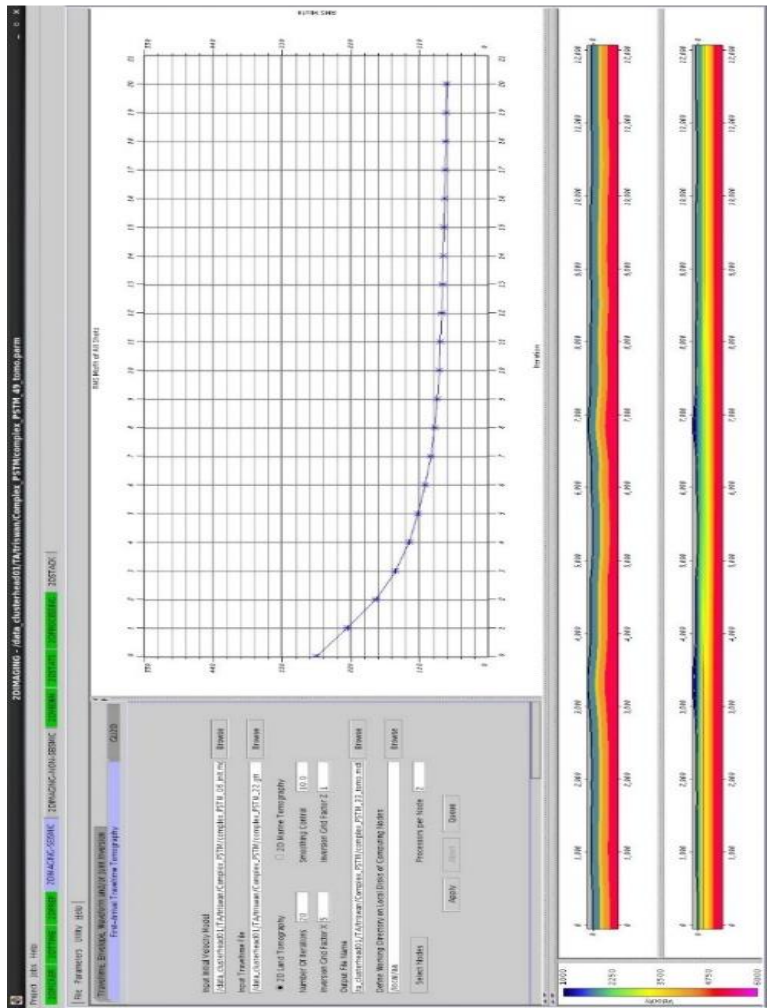
Membuat inisial model travel time tomografi dilakukan pada modul TTime software tomoplus. Model inisial dibuat berdasarkan grafik *travel time vs offset* ( $t-x$ ) yang nilainya adalah kumpulan *first break* dari tiap shot yang telah *dipicking first break*nya. Panel satu gambar 4.4 (a) adalah contoh grafik Travel time vs offset dari first break data set model sederhana sedangkan gambar 4.4 (b) adalah contoh model inisial yang digunakan untuk travel time tomografi model sederhana.

### 3.3.3 Travel Time Tomografi

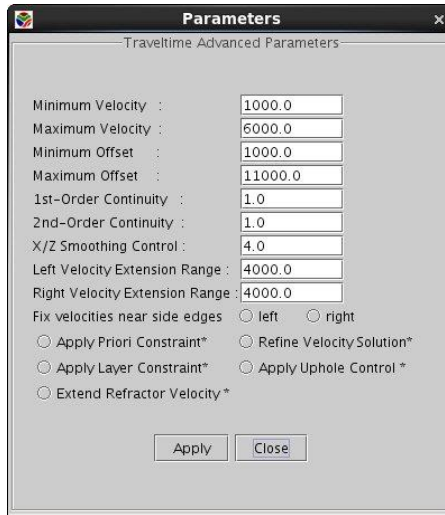
Travel time tomografi dilakukan pada modul 2D seismik imaging tomoplus. Melakukan travel time tomografi memerlukan input first break hasil picking dan model awal yang dibuat berdasarkan grafik hubungan  $t-x$ .

Parameter pada travel time tomografi terbagi dua parameter. Pertama yang terdapat pada panel modul 2D imaging-seismic (smoothing control,

inversion grid factor X dan Z, dan jumlah iterasi) yang dapat dilihat pada gambar 3.12. Advance parameter yang tertera pada gambar 3.13.



Gambar 3.12 Tampilan modul Travel time tomografi



Gambar 3.13 Advance Parameter travel time tomografi

Pengaturan parameter dilakukan untuk optimasi pada perhitungan travel time tomografi. Selain itu parameter ini berguna untuk meningkatkan resolusi dari model hasil tomografi.

### 3.3.4 Gravity Inversion

*Gravity inversion* membutuhkan dua input yaitu data gravity yang telah dijadikan file dengan format .grv dan model density hasil travel time tomografi yang telah di konversi dengan persamaan Gardner (2.21) yang menyatakan hubungan kecepatan dan densitas atau sebaliknya. Parameter untuk optimasi perhitungan pada gravity inversion adalah smoothing control dan nilai density maksimum, minimum. Parameter tersebut dapat dilihat pada gambar 3.14





Join inversi seismik gravity membutuhkan empat inputan untuk melakukan inversi yaitu data gravity dengan format .grv, data travel time, model density hasil gravity inversion, dan model velocity hasil travel time tomografi.

Pada *Join inversi seismik gravity* dilakukan pengaturan parameter yang terdapat pada gambar 3.17. Parameter JSJI merupakan gabungan advance parameter yang di gunakan pada travel time tomografi dan gravity inversion. Adapun parameter tambahan berupa data weighting ratio dan model weighting ratio, cross gradient weighting, first iteration cross gradient, last iteration cross gradient, last iteration gradient, dan gardner weighting.

**Parameters**

Adaptive Grid:

Data Weighting Ratio (Gravity/Time)

Model Weighting Ratio (Gravity/Time)

Cross-Gradient Weighting

First Iteration for Cross-Gradient

Last Iteration for Cross-Gradient \*

Gardner Weighting

---

**Gravity Parameters**

Minimum Density (g/cc)

Maximum Density (g/cc)

Gravity Inversion Sensitivity Radius

Y-Direction Extension

Boundary Extension

Reference Model Weighting

Depth Weighting Alpha

Depth Weighting Beta

☒ Remove Data Average

☒ Remove Model Average

---

**Traveltime Tomography Parameters**

Minimum Velocity

Maximum Velocity

Minimum Offset

Maximum Offset

1st-Order Continuity

2nd-Order Continuity

X/Z Smoothing Control

Left Velocity Extension Range

Right Velocity Extension Range

Fix velocities near side edges ☐ left ☐ right

☒ Apply Priori Constraint\* ☐ Refine Velocity Solution\*

☐ Apply Layer Constraint\* ☐ Apply Uphole Control\*

☐ Extend Refractor Velocity\*

Inversion Grid Factor X

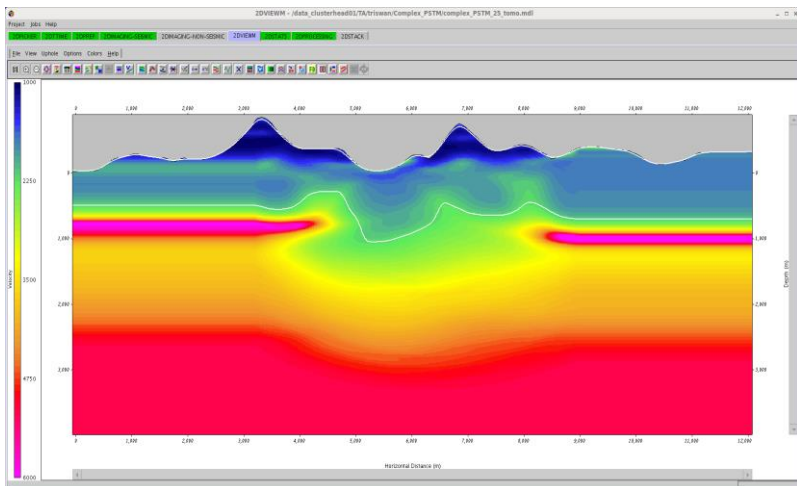
Inversion Grid Factor Z

Gambar 3.16 Parameter join inversi seismik gravity tomografi

Parameter tersebut adalah fungsi pembobotan yang berguna untuk meningkatkan korelasi antara parameter densitas dan kecepatan. Sehingga mampu memunculkan anomaly yang tidak terlihat pada model kecepatan hasil *travel time tomografi* maupun pada model density hasil inversi.

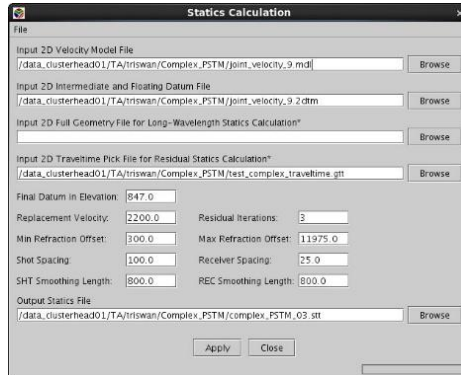
### 3.3.6 Perhitungan dan Koreksi Statik

Model kecepatan hasil tomografi dijadikan dasar perhitungan parameter koreksi statik. Dari model kecepatan ditentukan *floating datum* dan *intermediet datum*. Floating datum dibuat berdasarkan geometri shooting data, atau posisi shot dan receiver. Intermediet datum ditentukan berdasarkan lapisan dengan nilai kecepatan konstant secara lateral. Kedua datum tersebut di jadikan input perhitungan parameter koreksi statik. Garis putih pada model 3.18 Merupakan intermediet datum sedangkan Floating datum yang berada pada topografi model Nilai velocity dari intermediet datum merupakan replacement velocity untuk koreksi statik. Penentuan Datum berfungsi sebagai titik acuan penarikan event data seismik, sehingga data seismik kembali memiliki fungsi hiperbolik.

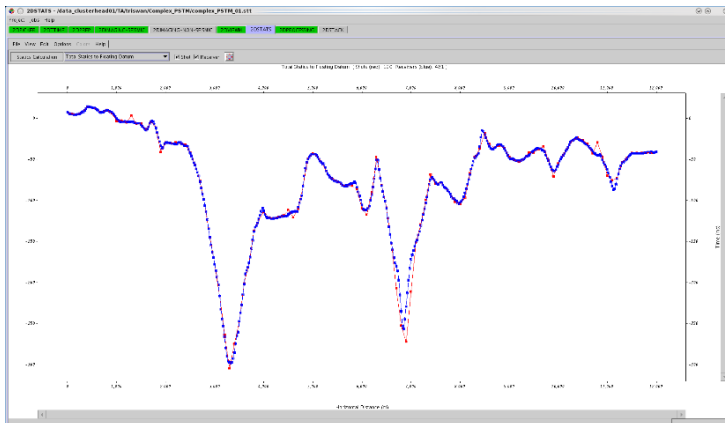


Gambar 3.17 Model kecepatan yang telah di tentukan posisi floating dan intermediet datum

Perhitungan parameter statik dilakukan pada modul STATS pada software tomoplus. Input parameter perhitungan statik dapat dilihat pada gambar 3.19.

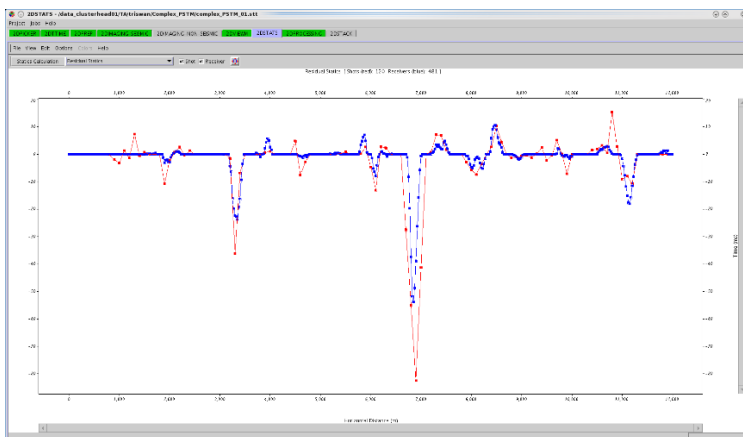


Gambar 3.18 Panel Statik calculation pada software tomoplus  
Input data untuk melakukan statik ada empat yaitu input model kecepatan, referensi datum,dll. Parameter koreksi statik dapat dilihat pada gambar 3.19.



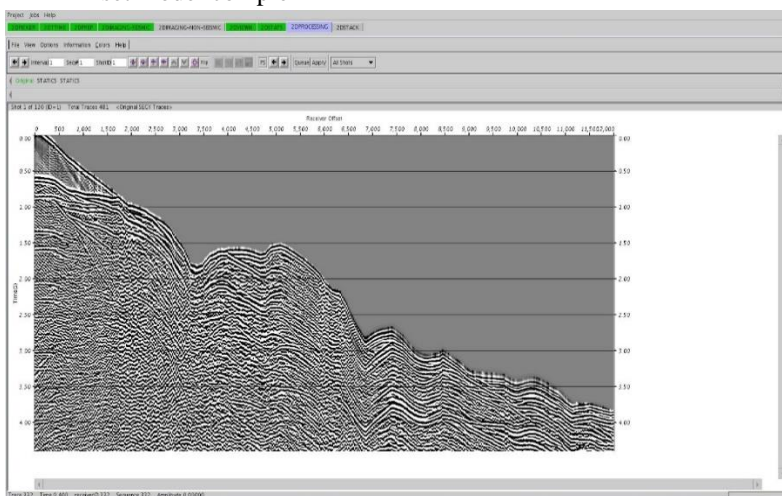
(a)





(b)

Gambar 3.19 (a) longwavelength statik dan (b) residual statik pada data set model complex

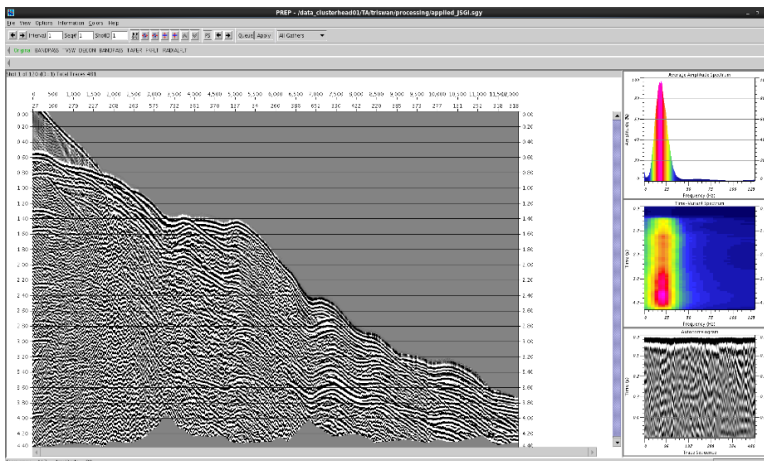


Gambar 3.20 Panel PREP pada software Tomopplus untuk koreksi statik

Gambar 3.20 merupakan grafik pergeseran waktu pada koreksi statik yang dihasilkan dari perhitungan statik. Pada gambar 3.20 a merupakan grafik *longwavelength static*. Nilai *longwavelength* statik dihasilkan dari koreksi statik *longwavelength*. Nilai tersebut menunjukkan *time shift* event seismik yang diakibatkan elevasi dari posisi shot dan receiver. Garis biru pada gambar menunjukkan *time shift* receiver sedangkan merah menunjukkan shot. Gambar 3.20 b merupakan grafik residual statik. Grafik tersebut menunjukkan pergeseran waktu tiba event seismik dari shot ke receiver. Residual statik yang baik memiliki nilai *time shift* relatif sama.

Koreksi statik dilakukan setelah perhitungan parameter koreksi statik. Koreksi statik yang pertama dilakukan adalah koreksi *long-wavelength*. Koreksi ini bertujuan untuk menghilangkan perbedaan elevasi pada posisi shot dan receiver. Koreksi statik yang kedua dilakukan adalah residual statik. Koreksi tersebut dilakukan untuk menghilangkan waktu residual yang tersisa setelah koreksi statik.

### 3.3.7 Filtering



Gambar 3.21 Panel Prep Pada software Geothrust

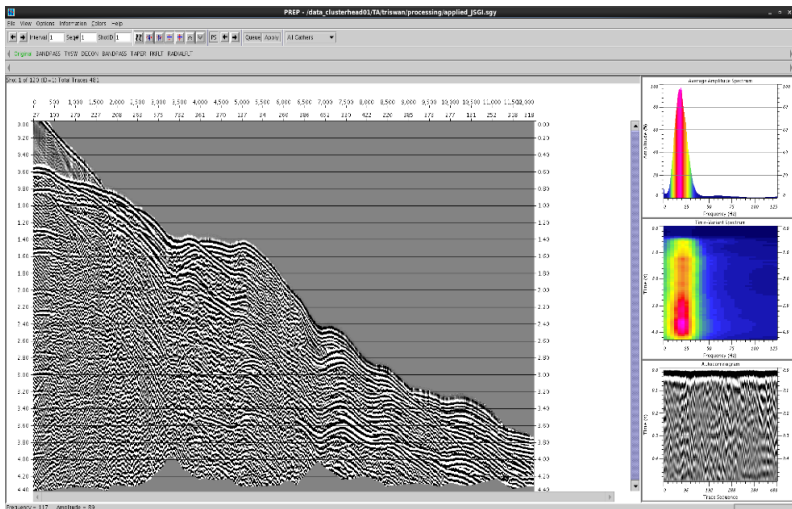
Data seismik yang di proses menjadi stack adalah data seismik kasus complex PSTM. Data seismik kasus complex PSTM terdiri dari data prestack tanpa static, data prestack hasil koreksi statik travel time dan data prestack static join inversi seismik gravity. Tujuan dilakukan hal tersebut untuk membandingkan perbedaan metode koreksi statik yang lebih baik diaplikasikan pada kasus kompleks PSTM.

Flow pengolahan data seismik yang digunakan adalah sebagai berikut:

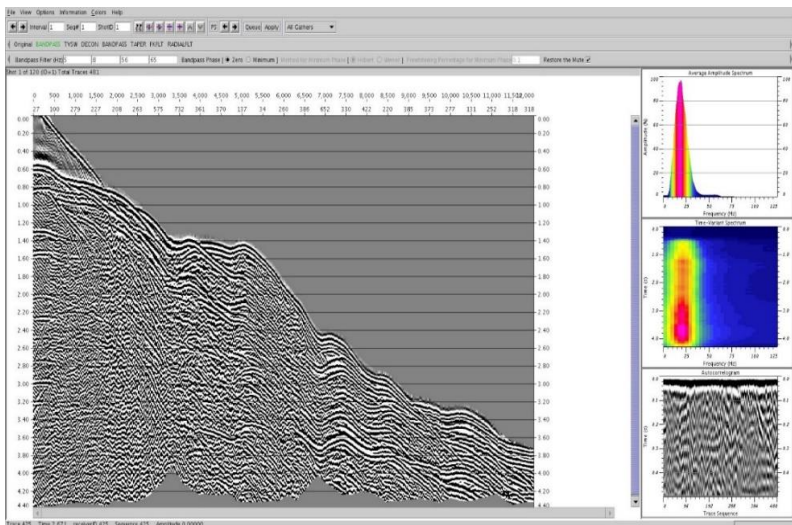
Tabel 3-1 Filter dan parameter filter pengolahan data seismik.

No	Filter	Parameter
1	Bandpass	Low pass, low cut, high pass, high cut: 5-8-56-65 hz
2	TVSW	Min frequency, max frequency : 5-65 Hz
3	Deconvolution	method, prediction length, operator length, pre-whitening: Predictive, 32, 320, 0.1
4	Taper	Method, taper length : bottom, 2000ms
5	Bandpass	Low pass, low cut, high pass, high cut: 5-8-56-65 hz
6	Radial Filter	Minimum time intercept dan kecepatan: 400, 1700 maximum time intercept dan kecepatan: 4400,3000 trace spacing : 31 (default)
7	FK filter	Trace spacing, top velocity, bottom velocity : 25, -1200, 1200
8	Radon Filter	

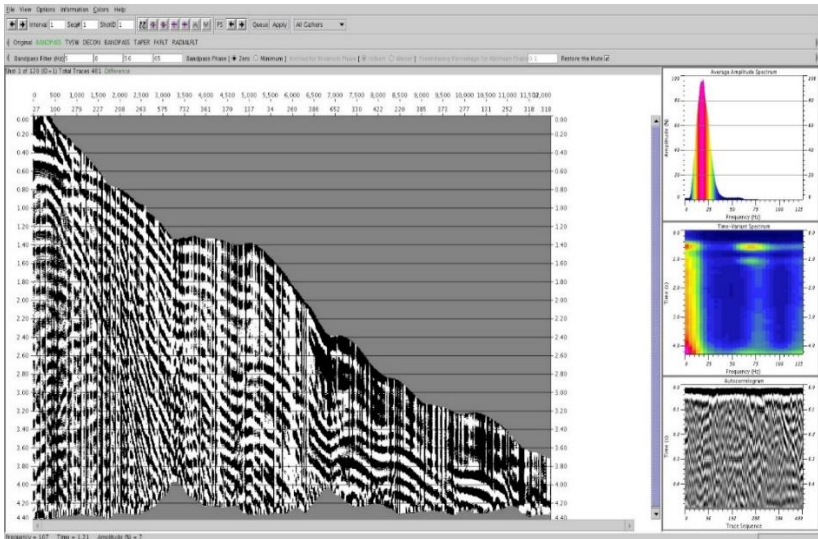
Berikut ini adalah perbedaan data sebelum dan sesudah dilakukan filtering untuk data Complex PSTM:



Gambar 3.22 Data seismik sebelum dilakukan filtering

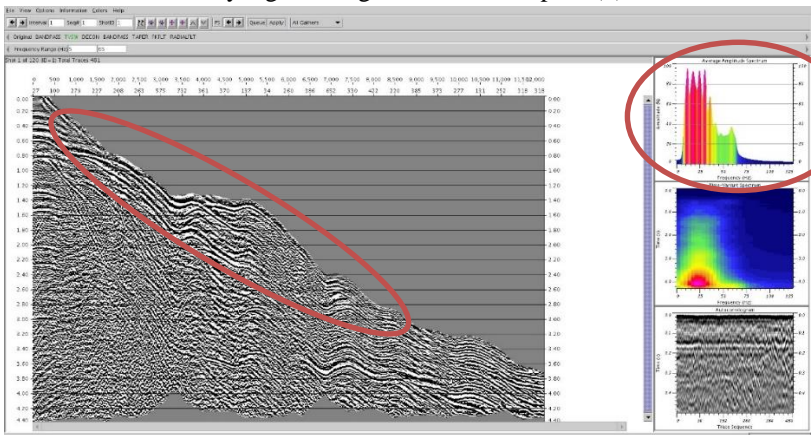


(a)

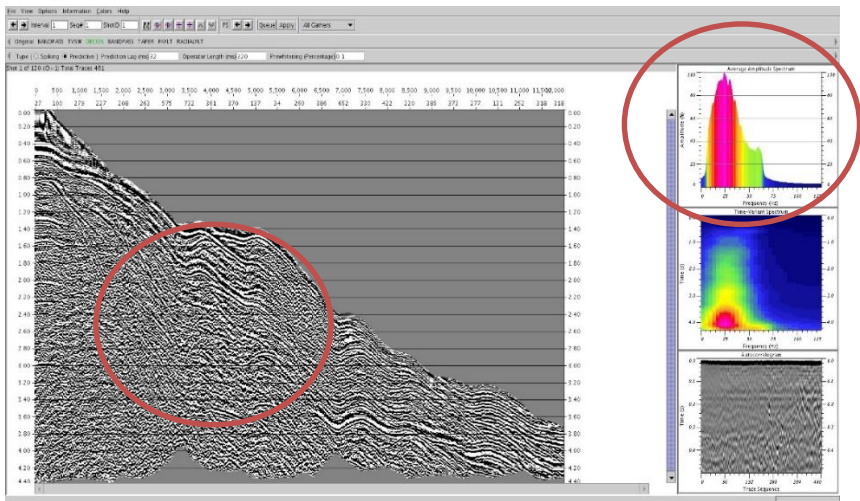


(b)

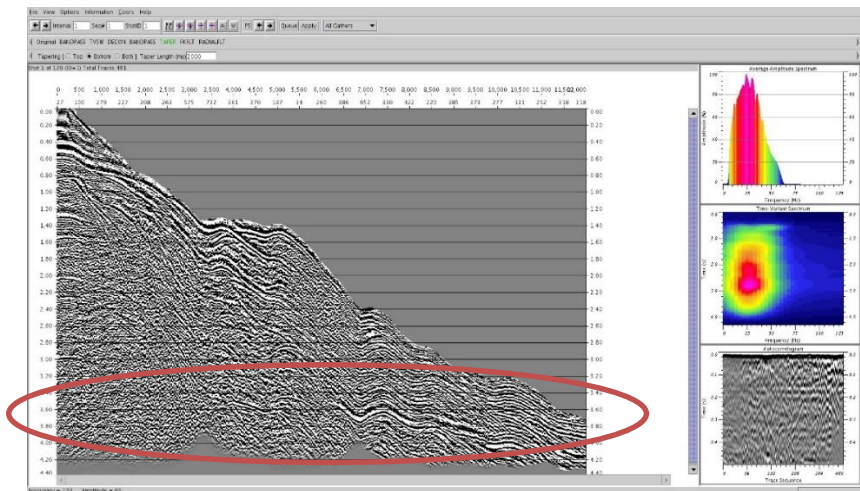
Gambar 3.23 Data seismik setelah dilakukan Bandpass (a) dan Data/Noise yang dibuang oleh filter bandpass (b)



Gambar 3.24 Data seismik setelah dilakukan TVSW

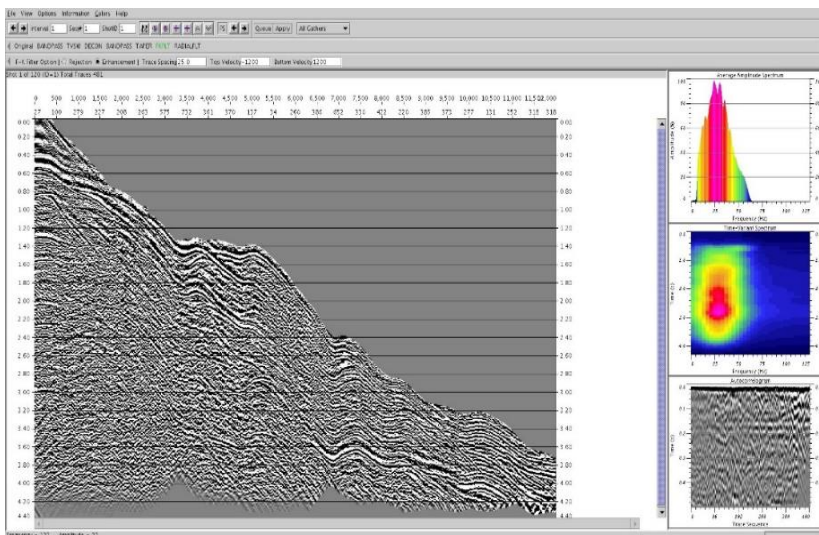


Gambar 3.25 Data seismik setelah dilakukan Dekonvolusi

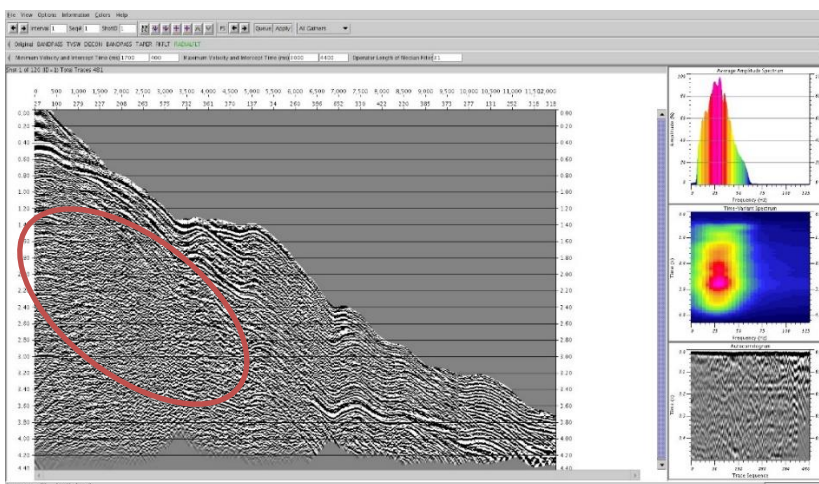


Gambar 3.26 Data seismik setelah dilakukan Taper

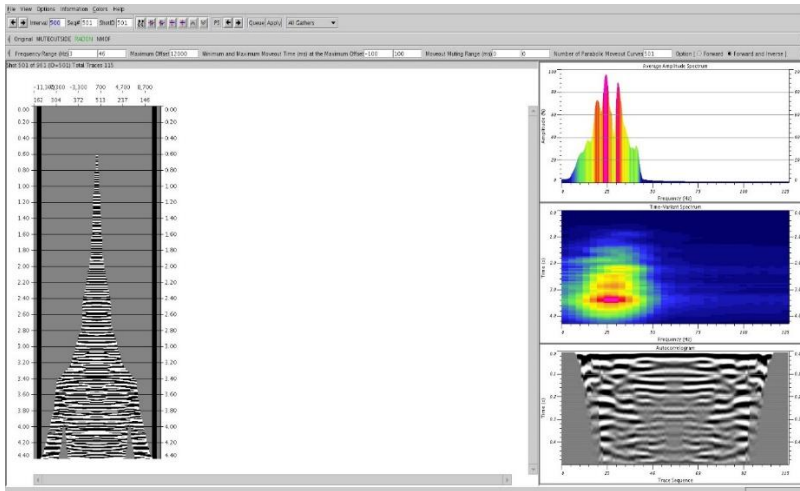




Gambar 3.27 Data seismik setelah dilakukan FK Filter



Gambar 3.28 Data seismik setelah dilakukan Radial Filter



Gambar 3.29 Data seismik setelah dilakukan Radon Filter

Pemilihan filter pada data seismik ditentukan berdasarkan jenis-jenis *noisenya*. Bandpass filter digunakan untuk menghilangkan low frekuensi noise dan high frekuensi noise yang dihasilkan pada proses forward modelling. Pada gambar 3.24a adalah data seismik yang telah di lakukan filter, sedangkan gambar 3.24 b adalah data yang dibuang oleh filter terlihat banyak event yang memiliki high amplitud terbuang. Hal tersebut diakibatkan oleh low cut dari bandpass akibatnya event dengan frekuensi dibawah dari batas cut dibuang yaitu 5Hz.

TVSW (time varian spectral whitening) digunakan untuk meningkatkan spektrum amplitud data seismik. Gambar 3.25 menunjukkan peningkatan amplitud pada spektrum fekuensi, peningkatan nilai amplitud menyebabkan event pada data seismik lebih menebal. Khususnya pada rentang frekuensi yang mengalami peningkatan amplitud. Dekoncolusi dilakukan adalah predictive deconvolution. Tujuannya meningkatkan kemenerusan dari event data seismi.

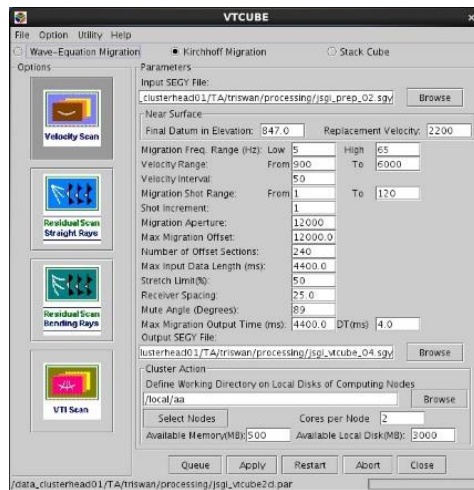
FK dan Radial Filter digunakan untuk menghilangkan noise-noise yang memiliki gradien tinggi, seperti ground roll. 3.28 dan 3.29 didalam



lingkaran merupakan noise yang berhubungan dengan gradien tinggi, noise tersebut dihilangkan dengan FK dan Radial filter. Radon filter digunakan untuk menghilangkan multiple yang diakibatkan oleh perbedaan kontras tinggi antara lapisan tanah dan bodi anomaly yang memiliki selisi kecepatan sebesar 2000 m/s.

### 3.3.8 *Velocity Analysis*

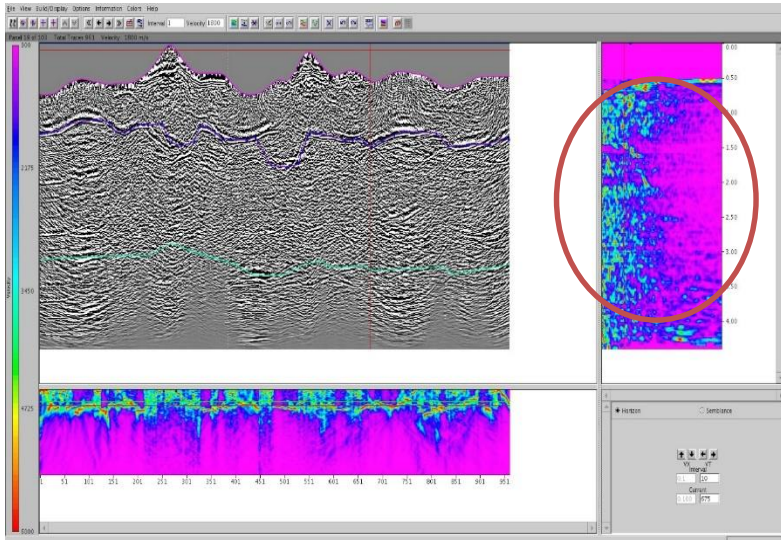
Proses Velocity analisis diawali dengan velocity scan pada modul VTCUBE untuk mendapatkan semblance dan constant velocity stack (CVS). Kedua data tersebut yang nantinya dijadikan informasi membuat velocity model untuk PSTM.



Gambar 3.30 Panel VTCUBE (velocity scan) pada software geotrust

Pada VTCUBE terdapat tiga metode velocity scan yaitu kirchoff migration, wave-equation migration dan stack cube. Velocity yang dihasilkan dari metode wave-equation migration dan kirchoff migration optimal digunakan sebagai input PSTM dengan metode yang sama. Metode stack cube menghasilkan kecepatan untuk proses stack tanpa tanpa melalui proses migrasi. Pada VTCUBE terdapat algoritma ray tracing gelombang.

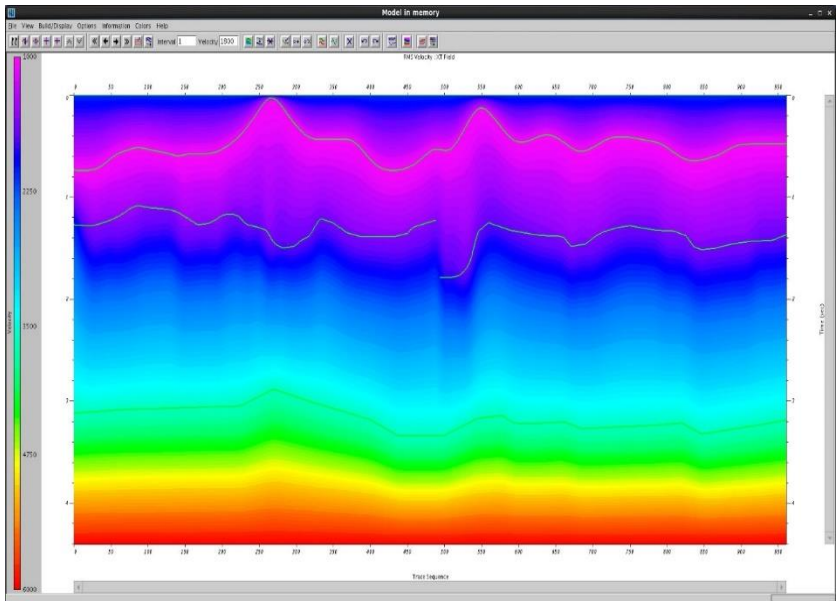
VTCUBE membutuhkan Parameter input untuk menghasilkan CVS. Pada pengerjaan tugas akhir scan kecepatan dilakukan dengan parameter pada gambar 3.31. Parameter yang digunakan umumnya adalah parameter default dari software geotomo. Adapun beberapa parameter yang harus disesuaikan dengan karakteristik data yaitu migration offset, migration aperture dan number of offset selection.



Gambar 3.31 Panel RMSVEL pada software Geothrust

Membuat model kecepatan dilakukan dalam modul RMSVEL. Membuat model kecepatan dapat dilakukan dengan tiga metode pertama dengan memanfaatkan image panel, metode ini dilakukan dengan memilih horizon atau layer yang muncul pada CVS. Analisa kecepatan dengan image panel harus digabungkan dengan time slice karena image panel hanya menentukan batas perubahan kecepatan sedangkan time slice menentukan nilai kecepatan horizon yang dipilih pada image panel. Metode yang kedua adalah semblance. Metode tersebut dilakukan dengan memilih energy maksimum pada spectrum semblance. Metode dengan semblance tidak dapat dilakukan karena sambalce tidak menunjukkan

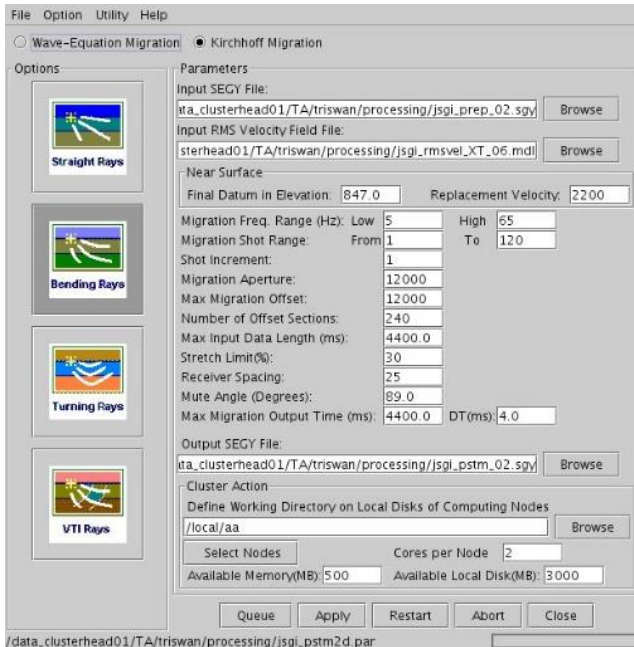
peak pada fungsi kecepatan tertentu. Gambar 3.32 pada garis merah merupakan semblance data yang tidak beraturan dan tidak memiliki tren tertentu. Ketiga adalah gabungan semblance, image panel.



Gambar 3.32 Model kecepatan PSTM kasus kompleks PSTM

Velocity analisis untuk data set complex PSTM dilakukan dengan menggunakan image panel karena, metode tersebut mudah dan cepat. Hal tersebut dimungkinkan karena bidang pada perlapisan dapat terlihat. Gambar 3.33 merupakan model kecepatan yang dihasilkan dengan metode image panel dan digunakan untuk migrasi.

### 3.3.9 Migrasi



Gambar 3.3.33 Panel PSTM dan Parameter Migrasi yang digunakan pada migrasi data seismik

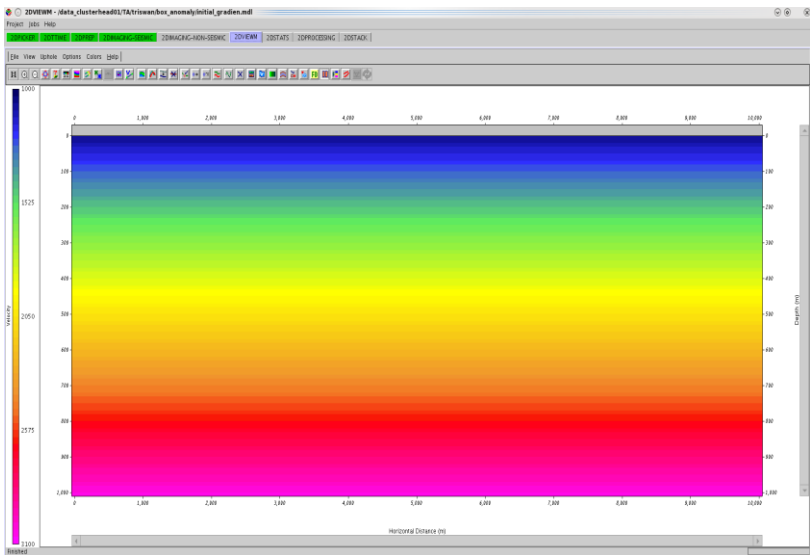
Migrasi dilakukan Pada modul PSTM software geothrust. Input migrasi adalah data seismik hasil filtering dan model kecepatan dari analisis kecepatan. Parameter migrasi sama dengan parameter yang digunakan pada saat proses VTCUBE. Metode migrasi yang digunakan adalah Kirchhoff *migration*. Parameter migrasi untuk data complex PSTM dapat dilihat pada gambar 3.34 Parameter migration aperture, max migration offset dan number offset selection di isi berdasarkan maximum offset dan setengah dari jumlah reciver data seismik.

## BAB IV

### ANALISIS DAN PEMBAHASAN

#### 4.1 Imaging Model Sederhana

Berdasarkan diagram alir pada gambar 3.5 proses rekonstruksi kecepatan dimulai dengan membuat model kecepatan awal berdasarkan first break. Gambar 4.1 merupakan model kecepatan awal yang digunakan pada travel time tomografi kasus model sederhana.



Gambar 4.1 Inisial Travel time tomografi untuk model sederhana

Model kecepatan didapatkan dari informasi first break yang telah di picking dan di plot kedalam kurva hubungan t-x (gambar 3.11). Pada kurva t-x dilakukan picking untuk membuat model. Picking dilakukan dengan mengikuti perubahan kemiringan trend persebaran data first break pada kurva t-x. Model kecepatan awal pada gambar 4.1 memiliki kecepatan minimum 1000 m/s dan kecepatan maximum 3300.

Travel time tomografi pada model sederhana di lakukan sebanyak 10 kali iterasi. Error yang di dapatkan pada iterasi ke-10 travel time tomografi sebesar 22.3 ms dan error first break sintetis terhadap first break pick sebesar 19.5 ms. Pada kasus simple mode travel time tomografi hanya dilakukan sekali travel time tomografi dengan pretimbangan nilai error yang di hasilkan sudah cukup rendah untuk menjadi input inversi gravity dan JSGL. Nilai error travel time tomografi dihitung dari selisih posisi first break sintetis dan firstbreak pick yang dinyatakan dalam satuan milisecond (ms).

Traveltime Advanced Parameters

Minimum Velocity :	600.0
Maximum Velocity :	4000.0
Minimum Offset :	0
Maximum Offset :	99999.0
1st-Order Continuity :	1.0
2nd-Order Continuity :	1.0
X/Z Smoothing Control :	4.0
Left Velocity Extension Range :	400.0
Right Velocity Extension Range :	400.0
Fix velocities near side edges	<input type="radio"/> left <input type="radio"/> right
<input type="radio"/> Apply Priori Constraint*	<input type="radio"/> Refine Velocity Solution*
<input type="radio"/> Apply Layer Constraint*	<input type="radio"/> Apply Uphole Control *
<input type="radio"/> Extend Refractor Velocity*	

Apply

Close

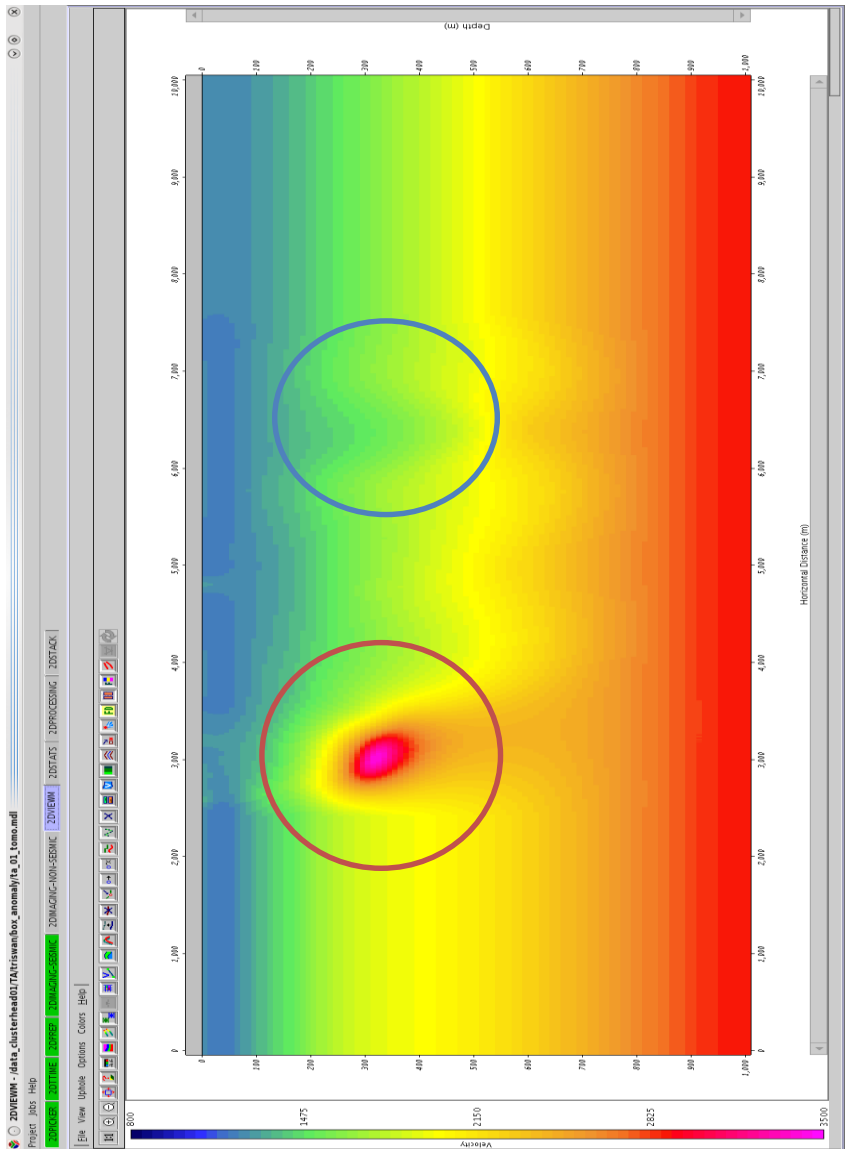
Gambar 4.2 Advance Parameter Travel time tomografi

Gambar 4.2 adalah parameter yang digunakan pada proses travel time tomografi. Parameter tomografi sangat mempengaruhi nilai error dan bentuk model hasil tomografi. Contohnya adalah x/z smoothing control, parameter ini mengatur perbandingan smoothing control horizontal terhadap vertical. Parameter tersebut minimum dan maximum kecepatan adalah nilai kecepatan maksimum dan minimum yang di perbolehkan untuk solusi tomografi.

Parameter smoothing control mengatur resolusi model hasil tomografi yang mengakibatkan parameter ini sangat mempengaruhi nilai RMS error. Semakin kecil smoothing control maka semakin rendah resolusi model, begitu juga sebaliknya. Nilai umum yang digunakan pada travel time tomografi adalah 1 akan tetapi nilai tersebut dapat diubah bergantung kasus yang dihadapi. Pada kasus grid model yang besar digunakan smoothing control yang besar pula sehingga model yang dihasilkan memiliki resolusi lebih baik.

Gambar 4.3 merupakan model kecepatan hasil travel time tomografi. Lingkaran merah pada gambar tersebut menunjukkan posisi anomaly dengan kecepatan tinggi dan lingkaran biru untuk anomaly kecepatan rendah. Berdasarkan gambar tersebut terlihat body dengan kecepatan tinggi sedangkan body dengan kecepatan rendah tidak terlihat. Hal tersebut disebabkan karena gelombang yang refraksi yang berasal dari body kecepatan tinggi lebih awal diterima dibandingkan gelombang refraksi dari body dengan kecepatan rendah. Akibatnya body dengan kecepatan rendah tidak dapat terlihat oleh travel time tomografi.

Nilai kecepatan *body anomaly* yang di dapatkan dari model hasil travel time tomografi sebesar 3500 m/s. Nilai tersebut memiliki selisih nilai kecepatan 500 m/s lebih kecil dibandingkan dengan model kecepatan gambar 3.1. Adanya perbedaan nilai kecepatan antara model sebenarnya dan model hasil rekonstruksi diakibatkan oleh perbedaan metode ray tracing. Pada forward modelling data seismik metode yang digunakan adalah *finite element* sedangkan metode travel time tomografi menggunakan metode SPR (*Shortest ray path*).

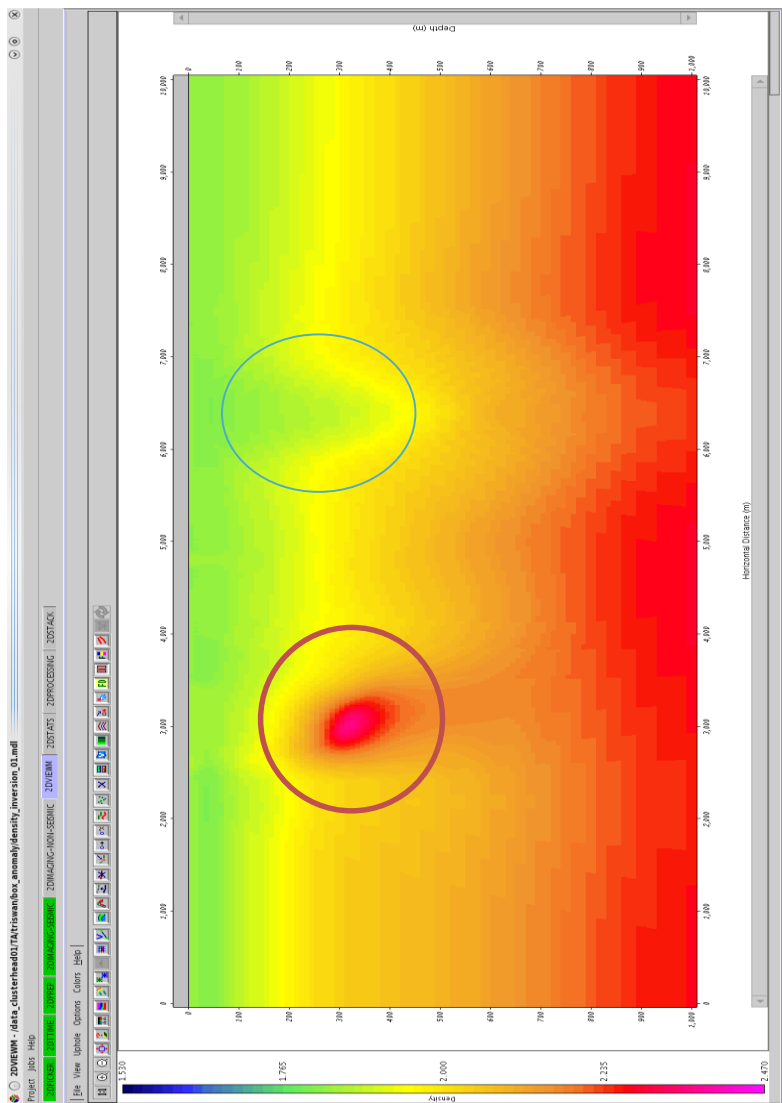


Gambar 4.3 Model Kecepatan travel time tomografi

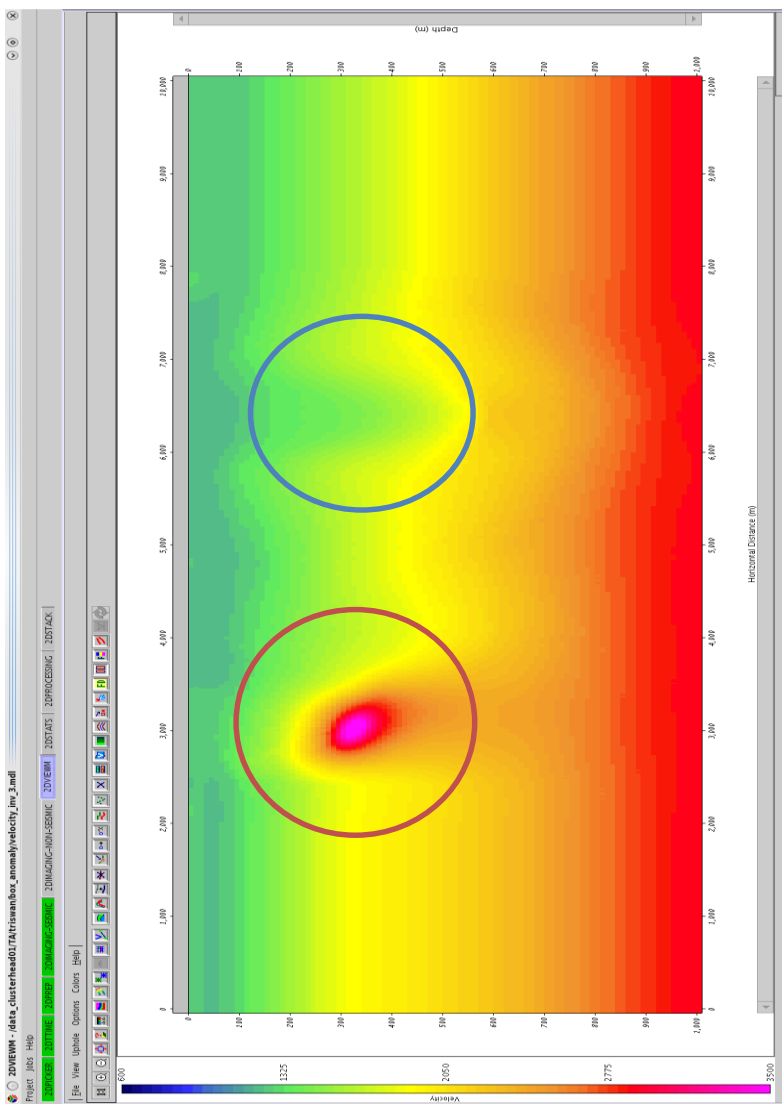


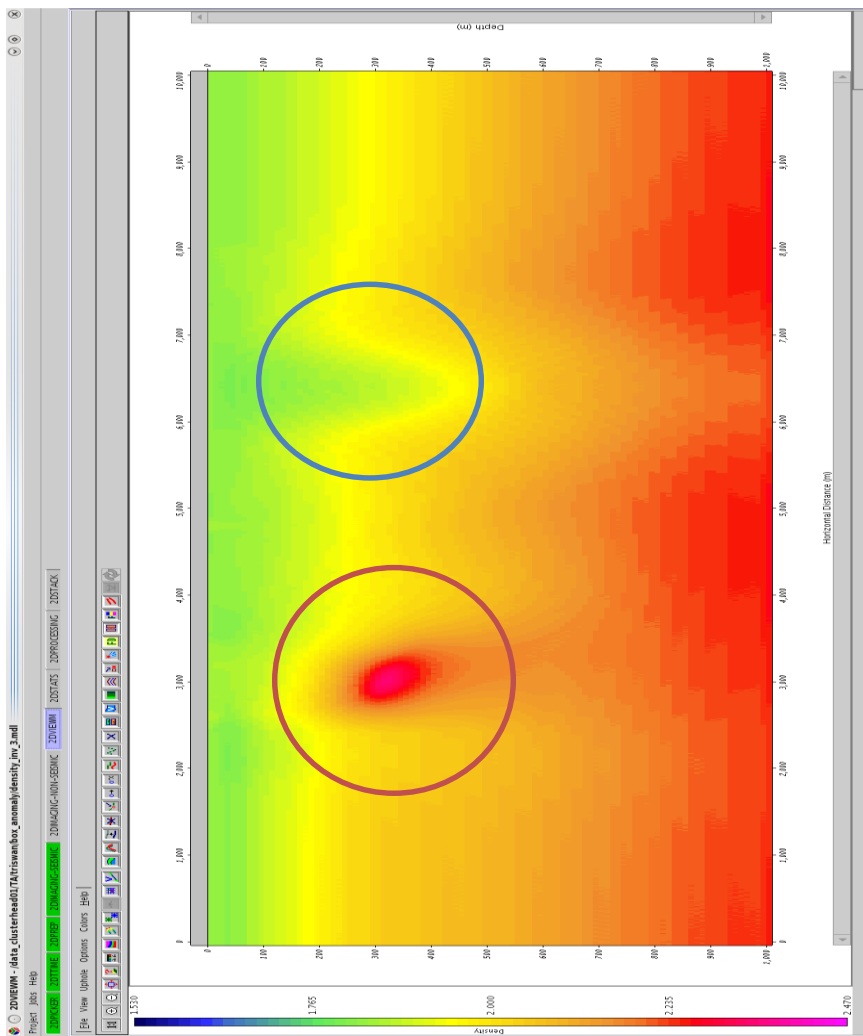
Model kecepatan hasil travel time tomografi dikonversi menjadi model density persamaan Gardner. Model density tersebut menjadi input gravity inversion. Inversi *gravity* dilakukan sebanyak dua kali dengan tujuan membandingkan pengaruh parameter *smoothing control* pada inversi *gravity*. Inversi pertama menggunakan smoothing control senilai satu dan didapatkan error hasil inversi senilai 0.3 mgal. Inversi kedua menggunakan smoothing control sebesar 0.1 dan didapatkan error sebesar 0.1 mgal. Nilai smoothing control yang kecil umumnya memberikan error yang kecil pada akan tetapi tidak selalu memberikan tren nilai RMS misfit yang selalu menurun di setiap iterasi sehingga pemberian nilai smoothing control perlu dilakukan trial and error untuk mendapatkan nilai smoothing control yang cocok untuk suatu model tertentu.

Gambar 4.4 merupakan hasil inversi *gravity*. Pada lingkaran merah tersebut terlihat *body anomaly* kecepatan tinggi dengan densitas  $2.47 \text{ g/cm}^3$ . Pada lingkaran biru *body* kecepatan rendah tidak tergambarkan dengan baik seperti *body* kecepatan tinggi. Hal tersebut di akibatkan inversi *gravity* tidak sensitif terhadap bentuk *body anomaly*. Akibatnya inversi *gravity* tidak mampu menggambarkan bentuk *body* dengan baik, tapi metode ini menunjukkan posisi keberadaan *anomaly* kecepatan rendah.



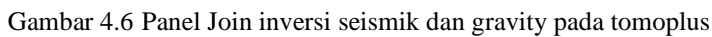
Gambar 4.4 Desity model hasil density inversion dengan smoothing control 0.1





(b)

Gambar 4.5 (a) Model Kecepatan dan (b) model density hasil join inversi seismik dan gravity



Joint inversion untuk model sederhana menggunakan parameter standart yang tersedia pada aplikasi joint inversi. Adapun parameter tambahan parameter yaitu cross gradient dengan nilai 0.8. Parameter cross gradient berguna untuk meningkatkan nilai korelasi model hasil inversi kecepatan dan densitas selama join inversi. Nilai error yang didapatkan dari join inversi untuk density inversion sebesar 0.13 mgal dan inversi travel time sebesar 4.3 ms.

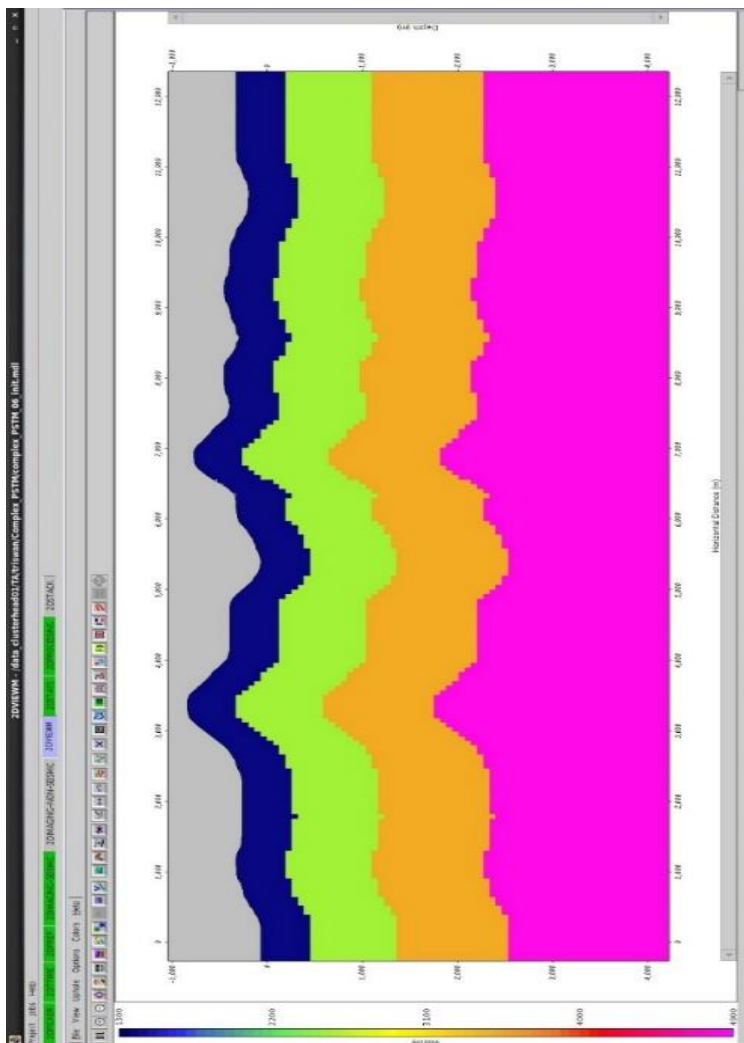
Gambar 4.5 merupakan model kecepatan dan densitas hasil join inversi. Model kecepatan Jika dibandingkan model kecepatan hasil travel time tomography (gambar 4.3) dengan hasil joint inversi (gambar 4.5a) terjadi penigkatan resolusi bentuk body kecepatan rendah. Kecepatan body low velocity yang didapatkan sebesar 1500 m/s lebih besar 900 m/s dari model sebenarnya. Walaupun kedua metode tersebut belum mampu secara akurat memberikan nilai kecepat hasil inversi. Penigkatan resolusi ini terjadi karena adanya perbaikan model oleh kedua metode tersebut. Pada model density hasil join inversi tidak terlihat perubahan yang signifikan.

## 4.2 Imaging complex PSTM

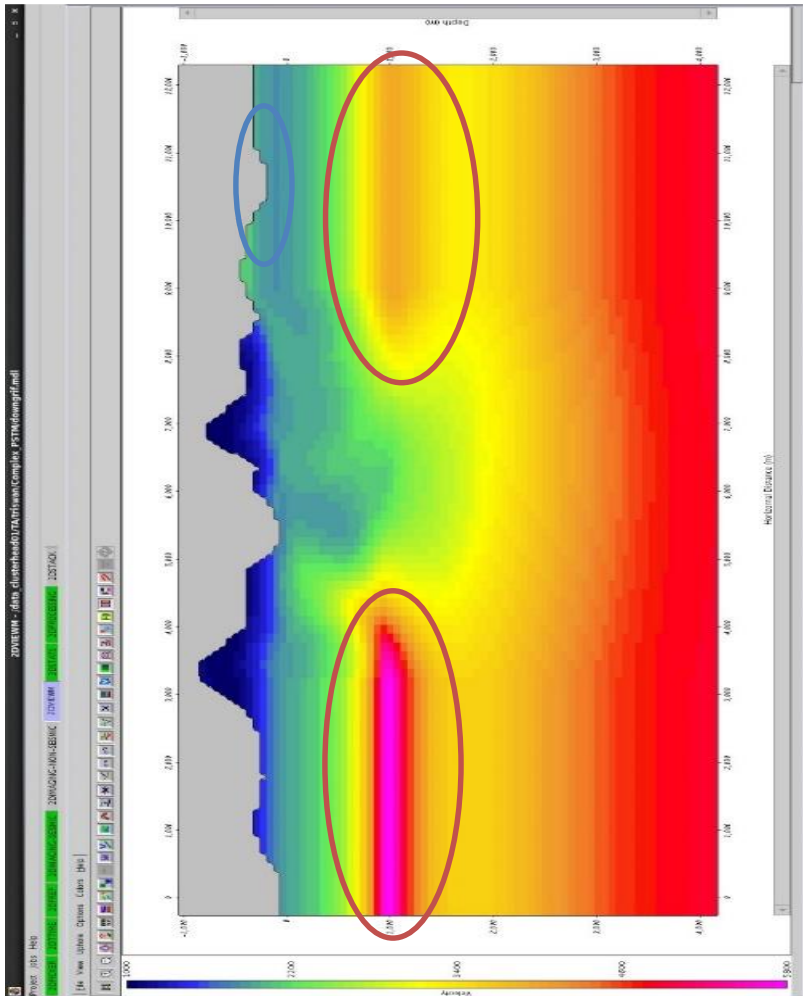
Gambar 4.7 adalah Input model yang digunakan untuk travel time tomografi kasus complex PSTM. Model tersebut kemudian dilakukan gridding ulang dengan perbandingan dx dan dz yaitu 5:1 dari 13x13 m menjadi 65x13 m. Tujuan dilakukan pengecilan ukuran *grid* yaitu untuk mendapatkan model kecepatan dengan resolusi rendah sehingga dapat merekonstruksi anomaly yang umum.

Minimum Velocity	1000.0
Maximum Velocity	6000.0
Minimum Offset	1000.0
Maximum Offset	11000.0
1st-Order Continuity	1.0
2nd-Order Continuity	1.0
XYZ Smoothing Control	4.0
Left Velocity Extension Range	4000.0
Right Velocity Extension Range	4000.0
Fix velocities near slide edges	<input checked="" type="radio"/> left <input checked="" type="radio"/> right
<input type="radio"/> Apply Prior Constraint	<input type="radio"/> Refine Velocity Solution
<input type="radio"/> Apply Layer Constraint	<input type="radio"/> Apply Dipole Constraint

Gambar 4.7 Advance parameter untuk travel time tomografi ke-1 kasus complex PSTM



Gambar 4.8 Inisial model Travel time tomografi kasus complex PSTM.



Gambar 4.9 Model kecepatan hasil Travel time tomografi I kasus complex PSTM, anomaly pada lingkaran merupakan body kecepatan tinggi yang muncul akibat parameter extension velocity



Parameter tambahan yang digunakan adalah smoothing control sebesar 10. Tujuan untuk mendapatkan model kecepatan yang memiliki resolusi rendah akan tetapi memiliki model yang halus. Jumlah iterasi pada tomografi ke-1 sebanyak 20 kali. Parameter left dan right extension velocity pada advance parameter diubah menjadi 4000 dari 400 untuk memungkinkan munculnya lapisan dengan kecepatan tinggi seperti pada gambar 3.2a.

Model kecepatan hasil travel time tomografi ke-1 (gambar 4.9) terlihat adanya lapisan dengan kecepatan tinggi disisi kiri dan kanan, lapisan tersebut memiliki kesamaan lapisan tinggi pada gambar 3.2a. Lapisan dengan kecepatan tinggi tersebut muncul diakibatkan oleh parameter extension velocity. Nilai kecepatan yang didapatkan untuk body kecepatan tinggi sebesar 5400 m/s, 200 m/s dibawah kecepatan sebenarnya yaitu 5600 m/s. Pada gambar 4.9 juga tidak terlihat lapisan dengan kecepatan rendah di permukaan yang terdapat dalam lingkaran biru seperti gambar 3.2a. Bentuk body kecepatan pada gambar 4.9, belum menunjukkan kemiripan seperti pada gambar 3.2a sehingga perlu dilakukan tomografi ke-2.

Tomografi ke-2 menggunakan model pada gambar Gambar 4.9 sebagai input. Sebelum dilakukan tomografi terlebih dahulu dilakukan gridding dari 65x13m menjadi 13x13m dengan tujuan untuk mendapatkan model kecepatan dengan resolusi yang lebih baik sehingga didapatkan perlapisan model kecepatan yang memiliki kesamaan pada model gambar 3.2a.

RMS misfit yang didapatkan pada tomografi ke-1 iterasi ke-20 sebesar 86.3 ms dan tomografi ke-2 iterasi ke-17 sebesar 28.8 ms. Advance parameter pada travel time tomografi ke-2 umumnya sama dengan travel time tomografi yang pertama yang berbeda hanyalah smoothing control yang digunakan sebesar 0.1. Gambar 4.10 adalah model kecepatan hasil travel time tomografi kedua.

Perbedaan yang signifikan antara model tomografi 1 dan 2 adalah resolusi dari kedua model karena perbedaan ukuran grid yang digunakan. Akan

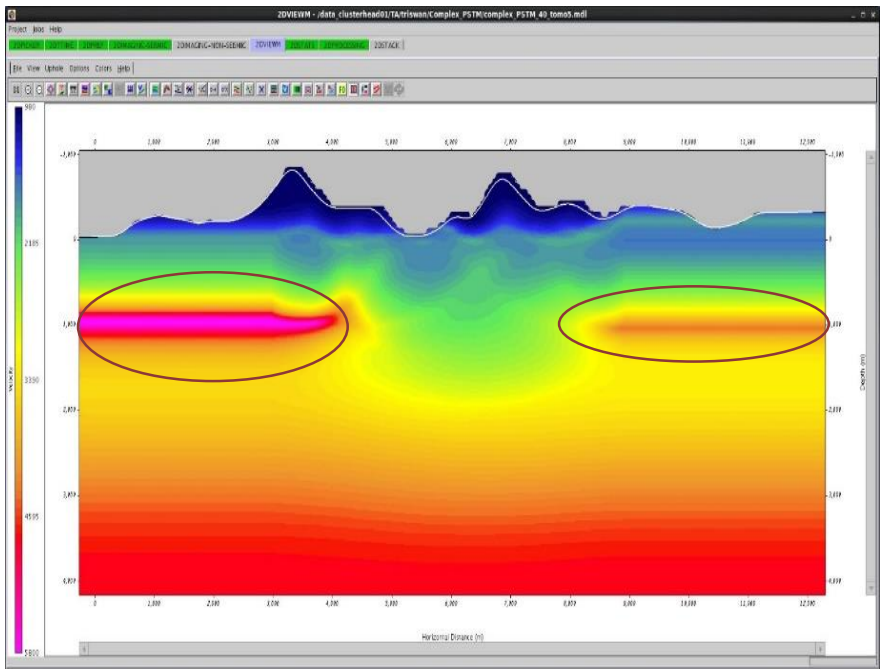
tetapi dari bentuk anomaly tidak terlihat perubahan bentuk yang signifikan. Khususnya untuk lapisan dengan kecepatan rendah dekat permukaan sehingga dilakukan tomografi ke-3 untuk mendapatkan model yang lebih baik.

Total travel time yang dilakukan pada model complex PSTM sebanyak lima kali dengan error pada tomografi ke 3, 4 dan 5 berturut-turut sebesar 11.7, 7.9 dan 6.7 ms. Parameter yang digunakan pada tomografi ke 3,4, dan 5 umumnya sama dengan parameter yang terdapat pada gambar 4.7. Parameter yang adalah smoothing control yang digunakan sebesar 0.01 jika dibandingkan tomografi ke-2 dan jumlah iterasi sebanyak 20 kali.

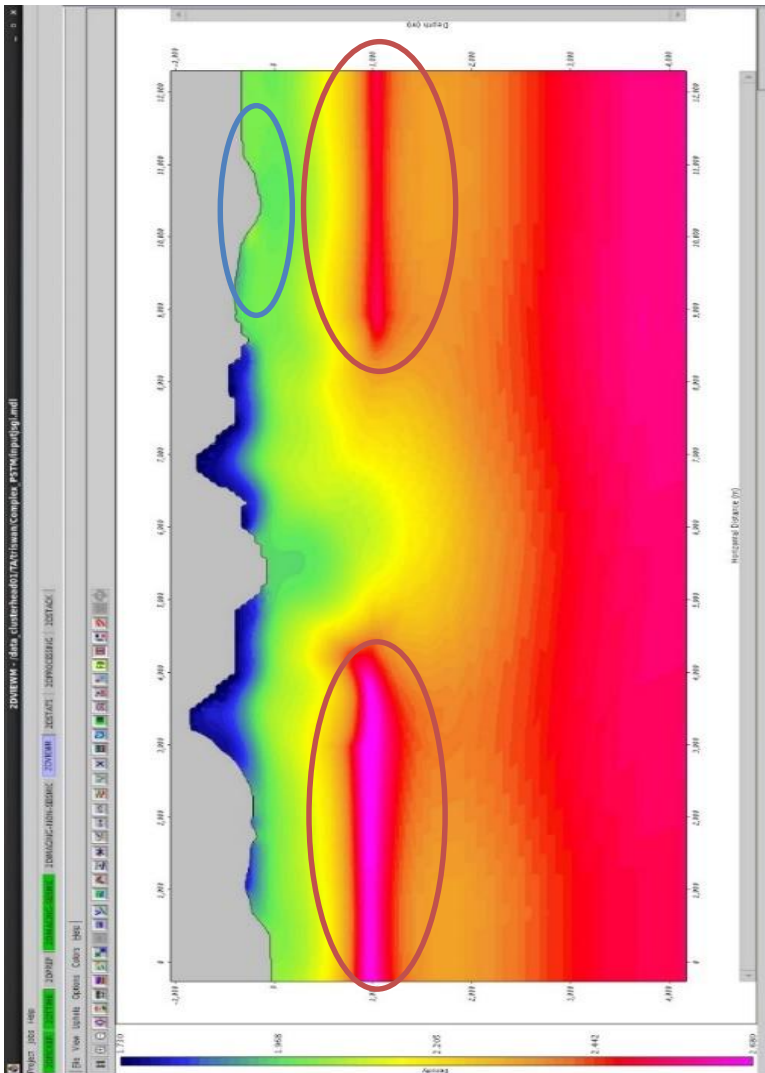
Model kecepatan hasil tomografi ke-5 (gambar 4.11) memiliki perbedaan yang tidak terlalu signifikan jika dibandingkan dengan model tomografi ke-2 (gambar 4.10). Perbedaan yang cukup terlihat adalah nilai kecepatan pada body anomaly sebelah kanan yang lebih terfokus dan nilai kekepatannya 200 m/s diatas tomografi ke-2 yaitu 3800m/s. selain itu kecepatan lapisan dekat permukaan yang didapatkan lebih mendekati nilai sebenarnya yaitu 1900 m/s.

Dari lima tomografi yang telah dilakukan tidak didapatkan satu model mampu mendapatkan perlapisan dibawah batuan dengan kecepatan tinggi pada model kecepatan 3.2b . Karena keterbatasan metode ray tracing yang digunakan hanya memperhitungkan sinar tercepat berdasarkan prinsip Fermat. Akibatnya sinar yang datang belakangan berasal dari refraksi lapisan dibawah batuan beku tidak diperhitungkan pada proses rekonsruksi kecepatan. Selain itu adanya batuan beku dengan kecepatan tinggi dekat permukaan menghambat sinar refraksi atau refleksi dari lapisan di bawahnya. Akibatnya sinar tersebut terperangkap diantara lapisan bawah body batuan kecepatan tinggi akibat kontras impedansi yang besar.

Model kecepatan pada gambar 4.11 kemudian di konversi menjadi model density dan dijadikan input inversi gravity. Parameter smoothing control sebesar yang digunakan senilai satu. Gambar 4.12 adalah model densitas yang dihasilkan dari inversi gravity memperlihatkan ukuran body kecepatan tinggi lebih tebal dibandingkan oleh model hasil travel time tomography. Pada model densitas juga tidak terlihat lapisan dengan kecepatan rendah dekat permukaan. Model tersebut kemudian dijadikan input join inversi beserta model kecepatan pada gambar 4.11.



Gambar 4.10 Model kecepatan hasil Travel time tomografi ke-5 kasus complex PSTM



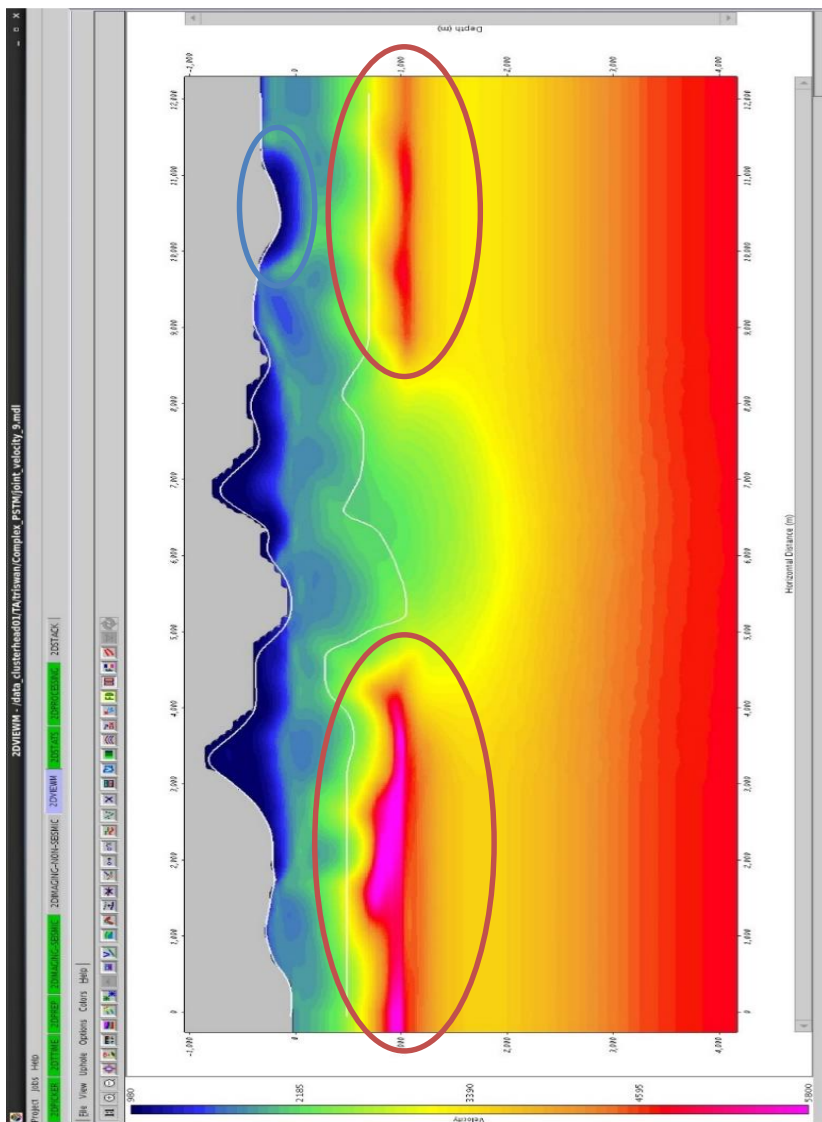
Gambar 4.11 Model density hasil inversi gravity

Join inversi seismik dan gravity dilakukan sebanyak satu dengan parameter sebagai berikut:

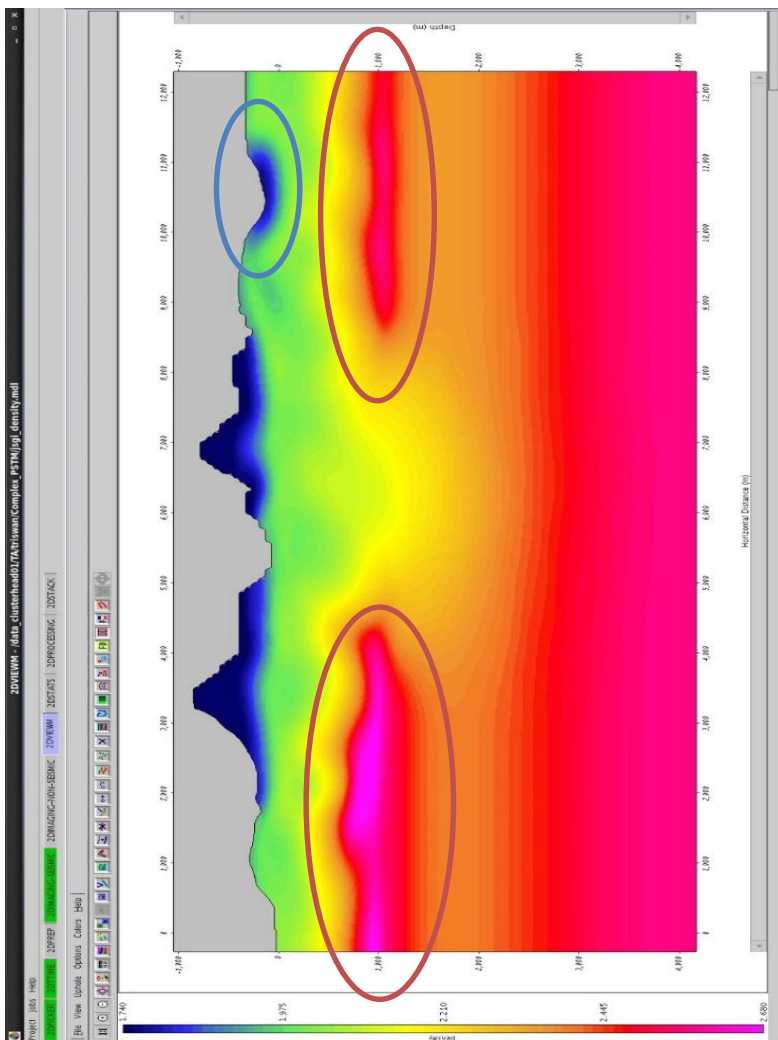
Parameters	
Adaptive Grid: <input type="button" value="dx"/> <input type="button" value="dz"/>	
Data Weighting Ratio (Gravity/Time)	1.0
Model Weighting Ratio (Gravity/Time)	1.0
Cross-Gradient Weighting	0.0
First Iteration for Cross-Gradient	3
Last Iteration for Cross-Gradient *	
Gardner Weighting	0.0
Gravity Parameters	
Minimum Density (g/cc)	1.74
Maximum Density (g/cc)	2.68
Gravity Inversion Sensitivity Radius	12077.0
Y-Direction Extension	25090.0
Boundary Extension	12077.0
Reference Model Weighting	1.0
Depth Weighting Alpha	1.0
Depth Weighting Beta	1.0
<input checked="" type="checkbox"/> Remove Data Average	
<input checked="" type="checkbox"/> Remove Model Average	
Travelttime Tomography Parameters	
Minimum Velocity	980.0
Maximum Velocity	5800.0
Minimum Offset	1000.0
Maximum Offset	12000.0
1st-Order Continuity	1.0
2nd-Order Continuity	1.0
X/Z Smoothing Control	4.0
Left Velocity Extension Range	0.0
Right Velocity Extension Range	0.0
Fix velocities near side edges	<input type="radio"/> left <input type="radio"/> right
<input checked="" type="radio"/> Apply Priori Constraint*	<input type="radio"/> Refine Velocity Solution*
<input type="radio"/> Apply Layer Constraint*	<input type="radio"/> Apply Uphole Control*
<input type="radio"/> Extend Refractor Velocity*	
Inversion Grid Factor X	2.0
Inversion Grid Factor Z	1.0
<input type="button" value="OK"/>	

Gambar 4.12 Parameter Joint inversi seismik dan gravity

Berdasarkan gambar 4.13 parameter *cross gradient* tidak digunakan seperti pada join inversi model sederhana. Alasannya karena tidak semua data cocok untuk diterapkan parameter tertentu. Pada kasus model complex PSTM pemberian parameter cross gradient menyebabkan nilai error pada setiap iterasi menjadi tidak stabil. Hal tersebut harus dihindari untuk mendapatkan model tomografi yang sesuai dengan model sintetik complex PSTM (gambar 3.2a) dan memiliki error RMS misfit yang rendah.

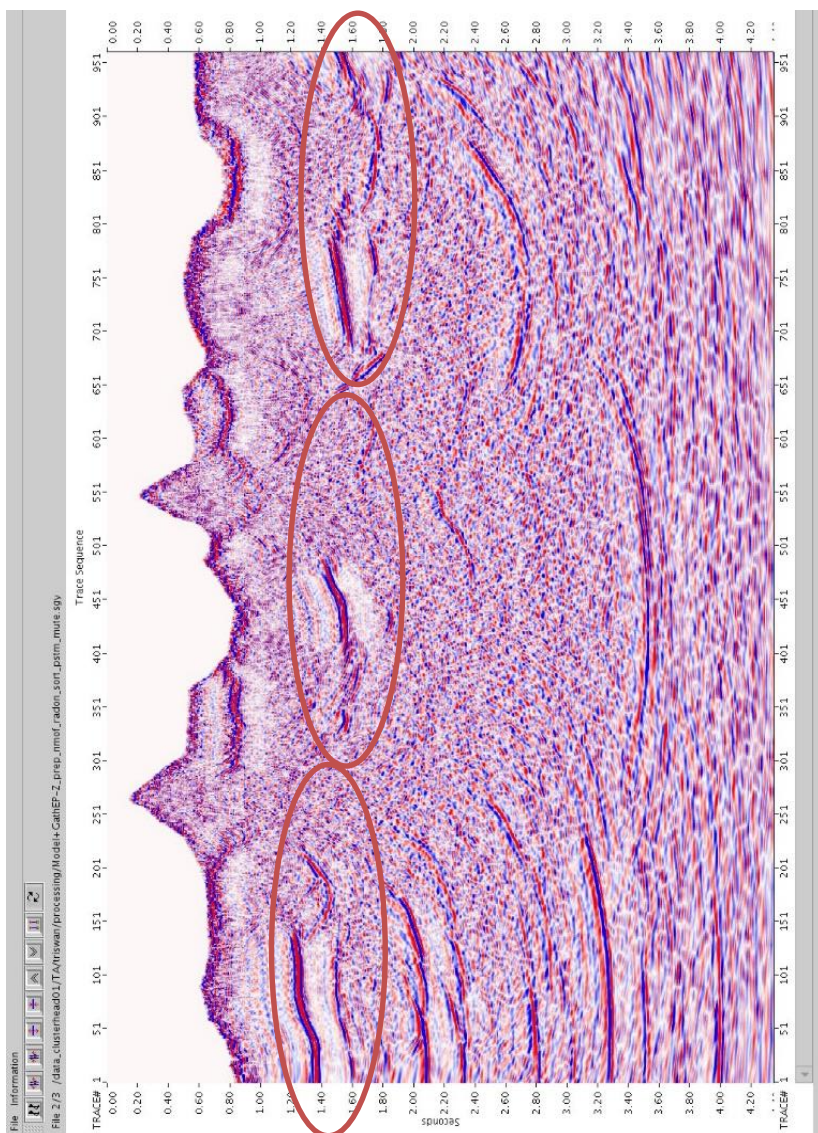


(a)



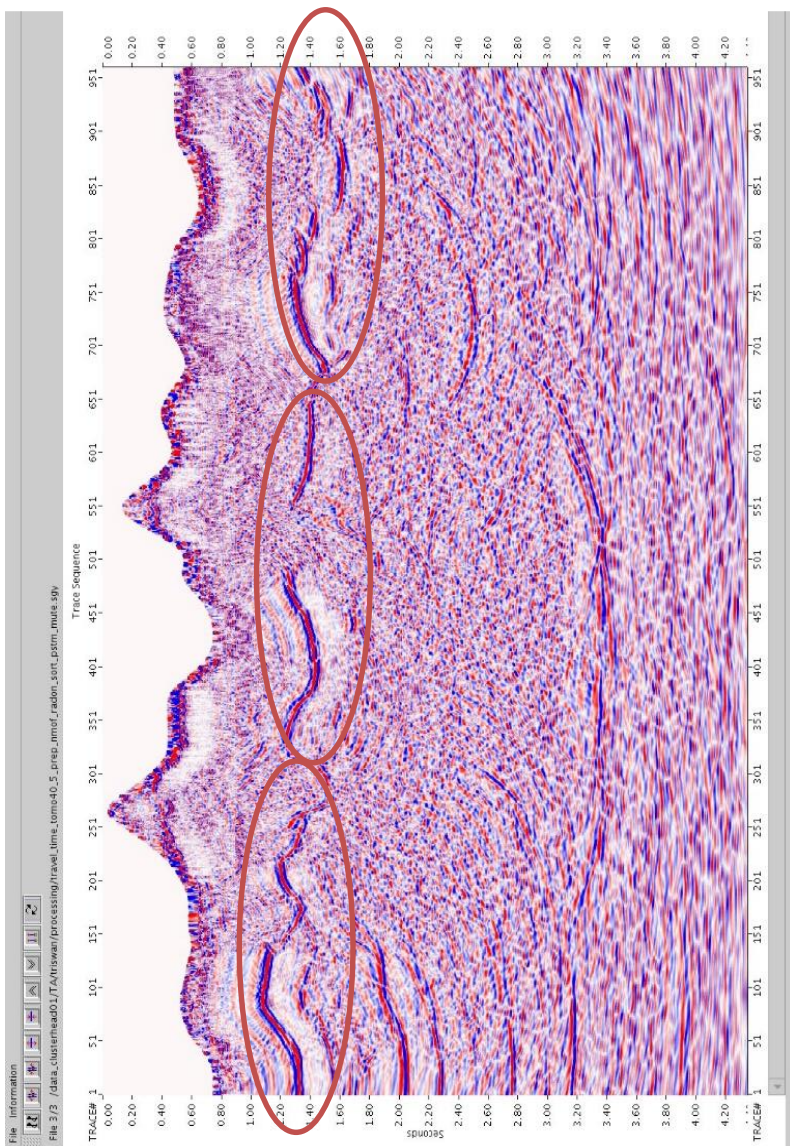
(b)

Gambar 4.13 (a) Model kecepatan dan (b) model density hasil join inversi seismik gravity

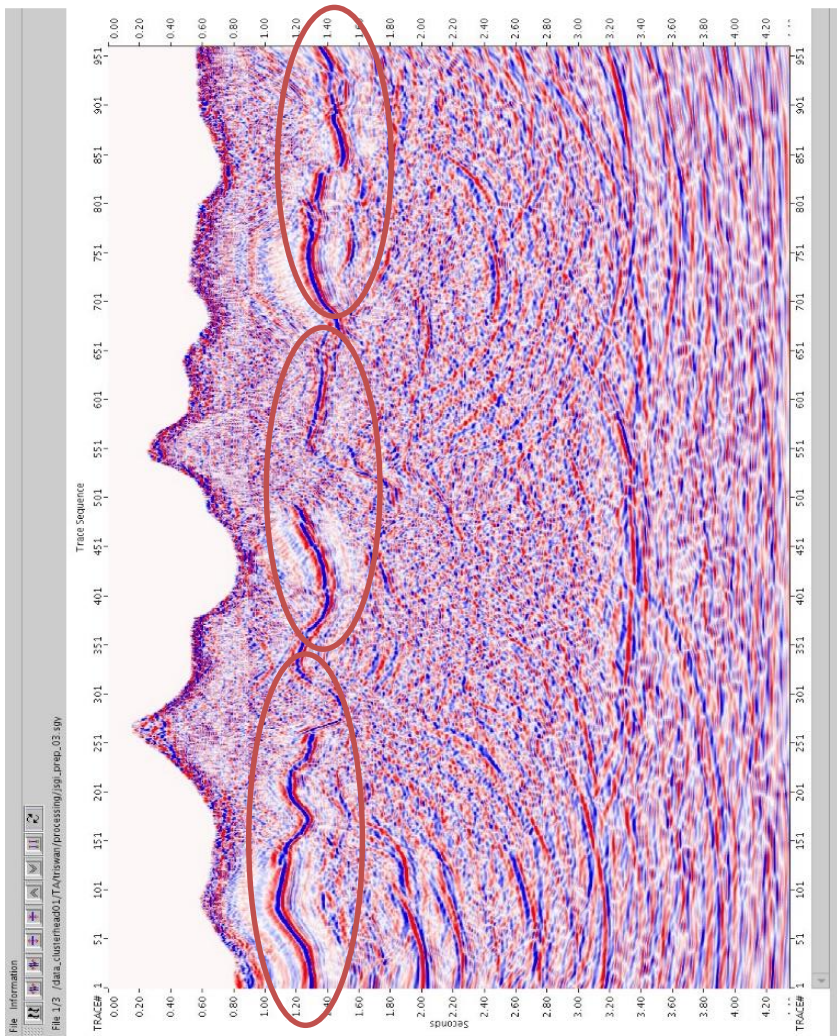


(a)





(b)



(c)

Gambar 4.14 (a) Penampang seismik tanpa statik, (b) statik travel time dan (c) statik join inversi travel time dan gravity

Model kecepatan (4.14a) yang dihasilkan dari JSGI jika dibandingkan dengan travel tomografi (gambar 4.14) terlihat perbedaan yang signifikan yaitu munculnya anomaly dengan kecepatan rendah yang berada dalam lingkaran biru seperti pada gambar 3.2. Nilai kecepatan yang didapatkan sebesar 980 m/s untuk body kecepatan rendah. Nilai tersebut lebih rendah 20 m/s jika dibandingkan model sebenarnya. Nilai kecepatan yang didapatkan sebesar 5600 m/s untuk body kecepatan tinggi sebelah kiri. Selain itu bentuk atas dari body memiliki kemiripan dengan body pada gambar 3.2 khususnya pada dippingnya. Pada body kecepatan tinggi sebelah kiri nilai yang didapatkan sebesar 5000 m/s, 600m/s dibawah nilai sebenarnya. Akan tetapi bentuk body sebelah kiri yang dihasilkan lebih sesuai dengan model sebenarnya jika dibandingkan dengan model hasil travel time tomography. Walaupun telah digunakan metode Joint inversi lapisan dibawah batuan beku tidak dapat terlihat hal tersebut diakibatkan oleh karena ketidak mampuan ray seismik untuk melewati batuan dengan kecepatan tinggi dekat permukaan.

Model yang dihasilkan dari travel time tomografi dan JSGI dijadikan sebagai dasar untuk penentuan datum dan *velocity replacement* untuk koreksi statik. Data tersebut kemudian diolah hingga menjadi penampang seismik pada gambar 4.15 a,b dan c. Perbedaan posisi reflektor pada lingkaran merah penampang seismik tanpa statik (gambar 5.13a), event terlihat tidak menerus dan terdapat posisi reflektor yang tidak semestinya. Selain itu banyak reflector yang hilang pada proses stacking karena posisinya yang tidak sesuai.

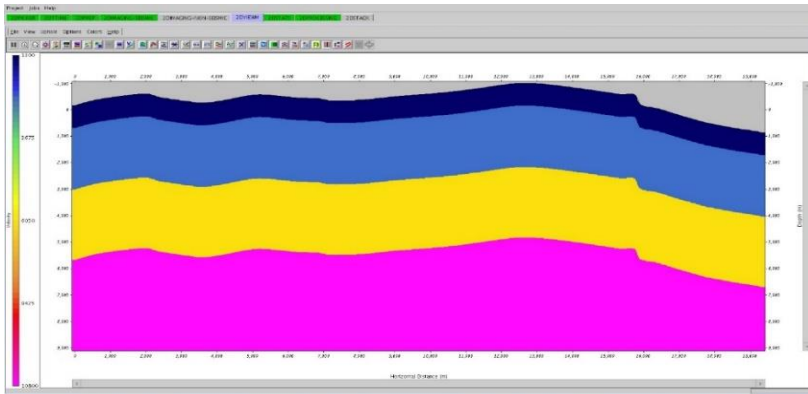
Gambar 4.15b posisi reflektor pada penampang seismik lebih baik jika dibandingkan dengan gambar 4.15a, akan tetapi masih terdapat reflektor yang posisinya kurang tepat. Akibatnya reflektor berbentuk melengkung khususnya pada body kecepatan tinggi sisi kiri dan kanan.

Pada gambar 4.15c dalam lingkaran merah jika dibandingkan dengan event dalam lingkaran yang sama pada gambar sebelumnya (4.15a dan b) terlihat posisi reflektor yang relatif landai sesuai gambar 3.2a, dan kemenerusan yang lebih baik. Sehingga dapat disimpulkan bahwa

sensitivitas dari model hasil tomografi akan mempengaruhi hasil koreksi statik dengan metode tomostatic.

### 4.3 Model Serayu

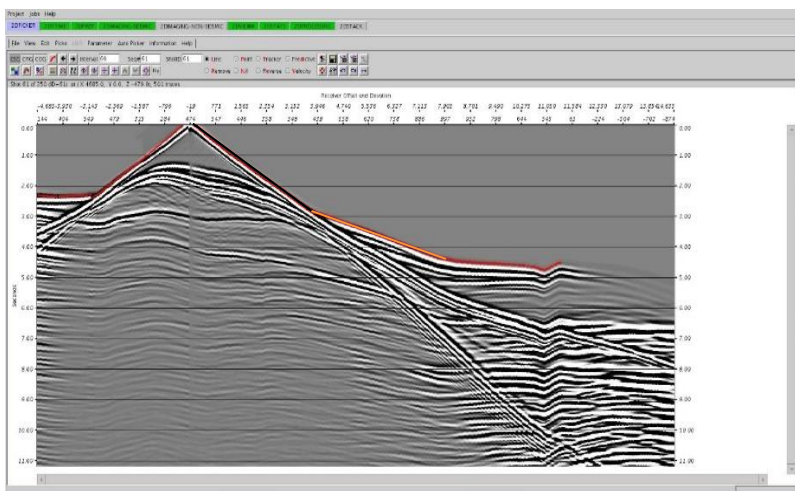
Inisial model travel time tomografi model serayu menggunakan model kecepatan pada gambar 4.16. Tomografi Pertama pada travel time tomografi dilakukan sebanyak 30 kali iterasi. RMS misfit pada iterasi ke-30 sebesar 52.3 ms. Parameter Travel time tomografi yang digunakan terdapat pada gambar 5.17 panel advance parameter. Gambar 5.18 merupakan model hasil travel time tomografi ke-1.



Gambar 4.15 Inisial model travel time tomografi

Gambar 4.16 Parameter travel time tomografi

Total travel time tomografi yang dilakukan pada model serayu sebanyak 5 kali. Parameter travel time tomografi yang digunakan pada travel time ke-2,3,4 dan 5 umumnya sama seperti panel gambar 5.14 yang berbeda adalah maximum dan minimum offset yang digunakan yaitu 1000, hingga 20000m. Parameter pemotongan offset pada travel time tomografi bertujuan untuk memperkecil nilai error antara sintetik first break dan first break pick. Pemotongan first break pada near offset dilakukan karena adanya perbedaan gradient kecepatan yang sangat besar pada near offset dan far offset pada first break.



Gambar 4.17 First break pick pada shot gather model serayu

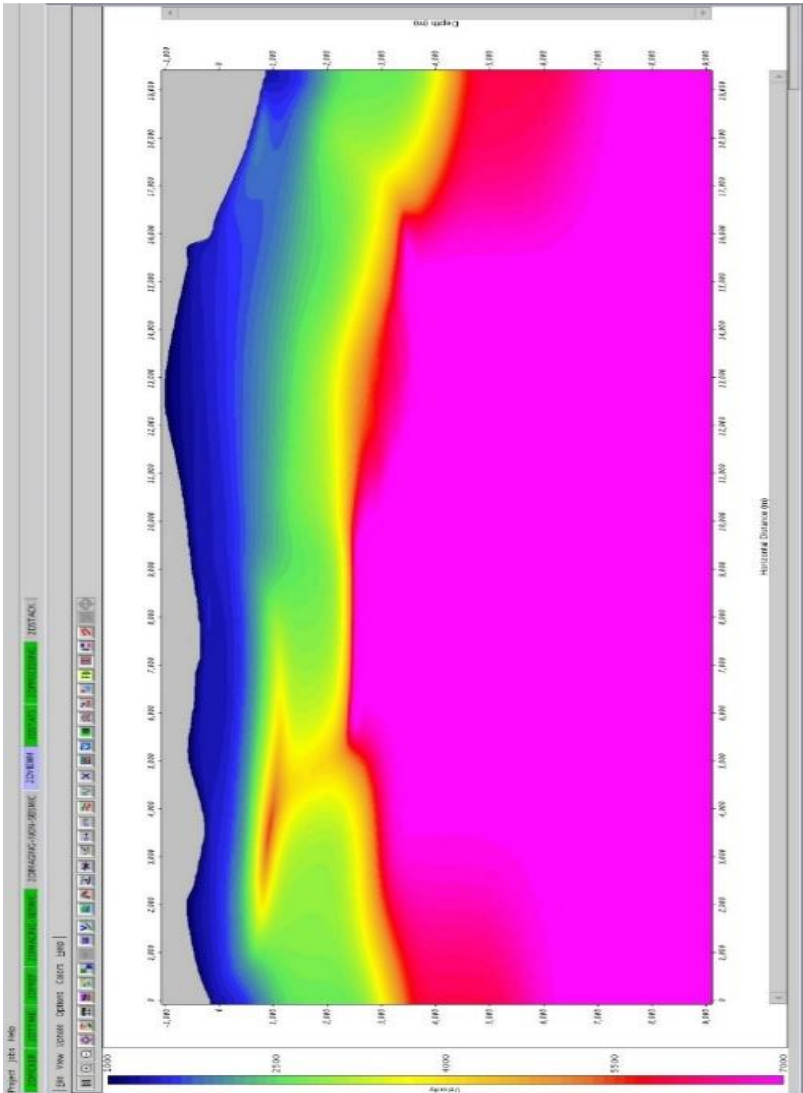
Garis hitam pada gambar 4.18 adalah first break pada near offset. Bila diperhatikan antara garis hitam, kuning, dan merah pada gambar 4.18 terlihat perbedaan gradient kecepatan yang sangat besar. Perbedaan gradient tersebut menyatakan adanya perbedaan kecepatan lapisan yang cukup tinggi dibawah permukaan. Pada kasus tersebut travel time akan kesulitan untuk merekonstruksi model kecepatan dengan kontras kecepatan yang tinggi. Sehingga pemotongan offset menjadi solusi yang terbaik untuk memperkecil nilai error. Pemotongan offset dilakukan

untuk membuat informasi near offset sehingga travel time hanya memperhitungkan mid dan far offset. Pemotongan offset juga dilakukan pada tomografi travel time model complex PSTM karena alasan yang sama.

Tomografi ke-2,3,4, dan 5 dilakukan sebanyak 20 kali iterasi dengan RMS misfit pada iterasi ke-20 dari tomografi ke-2,3,4 dan 5 berturut-turut adalah 17.3 ms, 12.5, 7.9 dan 4.9 ms. Gambar 4.19 dan 4.20 merupakan model kecepatan hasil tomografi ke-3 dan ke-5.

Jika model kecepatan pada gambar 4.20a dibandingkan dengan model sintetik 3.3a memiliki perbedaan yang signifikan. Perbedaan yang cukup signifikan ini dikarenakan tidak adanya lapisan tipis dengan kecepatan di dekat kedalaman 0 hingga 2000m pada model kecepatan hasil tomografi seperti gambar 3.3a. Keberadaan lapisan tipis kecepatan tinggi tersebut menyebabkan ray seismik terefleksi dan refraksi, hal tersebut di tunjukkan oleh ray density dari travel time tomografi gambar 4.20b. Gambartersebut memperlihatkan tidak adanya ray seismik yang menembus batuan beku menyebabkan lapisan yang berada di bawah batuan beku tidak dapat dimodelkan dengan baik.

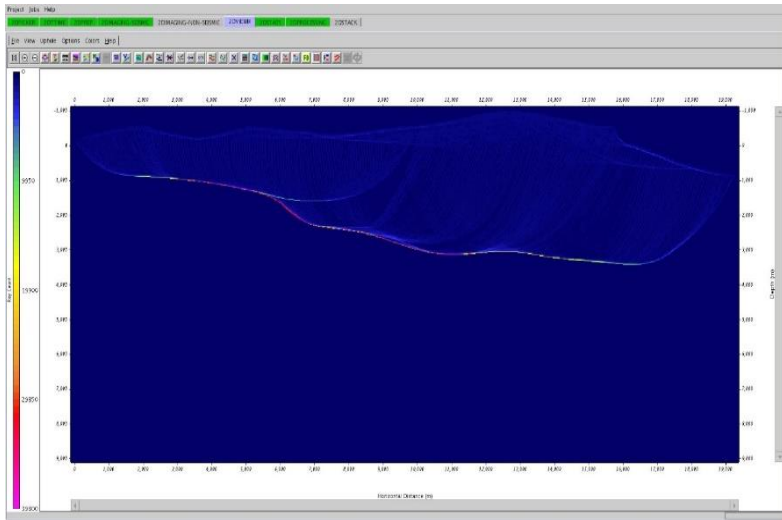




Gambar 4.18 Model kecepatan hasil travel time tomografi ke-1







(b)

Gambar 4.19 (a) Model kecepatan dan (b) ray density hasil travel time tomografi ke-5

Gambar 4.20 menunjukkan posisi sinar seismik terrefraksi, dari gambar ini terlihat bahwa semua sinar seismik terpantulkan ketika melewati batuan dengan kecepatan tinggi pada kedalaman 1000 m dan tidak ada sinar yang menembus batuan tersebut. Tidak adanya sinar yang melewati batuan dengan kecepatan tinggi tersebut menyebabkan informasi diwahnya tidak dapat direkonstruksi dengan metode ini.

Pada kasus seperti ini penggunaan model serayu penggunaan join inversi menjadi tidak efektif karena model kecepatan yang dihasilkan oleh travel time tomografi tidaklah akurat. Model kecepatan hasil travel time tomografi merupakan inisial model pada tahapan setelahnya, sehingga model ini haruslah benar sebelum ke tahapan inversi *gravity* dan join inversi. Keberadaan metode *gravity* hanya untuk membantu memperbaiki dan memunculkan bentuk anomaly yang tidak terlihat pada travel time tomografi.

***HALAMAN INI SENGAJA DIKOSONGKAN***

## **BAB V**

### **KESIMPULAN DAN SARAN**

#### **5.1 Kesimpulan**

1. Join seismik-gravity mampu memberikan model bawah permukaan yang lebih akurat di bandingkan dengan metode travel time tomografi hal tersebut terbukti pada kasus model sederhana dan kasus model complex PSTM dimana join inversi mampu memberikan nilai kecepatan yang benar pada lapisan kecepatan tinggi dan memunculkan anomaly dengan kecepatan rendah.
2. Koreksi satik yang dilakukan dengan model dari metode join inversi lebih baik dibandingkan dengan model dari travel time hal tersebut dibuktikan oleh kemenerusan, dipping, dan posisis reflektor yang lebih baik pada penampang seismik statik join inversi.
3. Join inversi seismik-gravity dan Travel time tidak mampu melakukan imaging dibawah batuan yang memiliki kecepatan tinggi dekat permukaan karena gelombang seismik tidak mampu melewati batuan tersebut sehingga tidak ada informasi refleksi ataupun refraksi untuk lapisan yang berada di bawah batuan tersebut.
4. Keuntungan join inversi dan Travel time adalah mampu memberikan gambaran kecepatan pada kondisi adanya perbedaan kecepatan secara lateral.
5. Kedalaman hasil tomografi bergantung kepada offset, semakin panjang offset maka semakin dalam image yang dihasilkan oleh tomografi travel time

#### **5.2 Saran**

1. Pada kasus model serayu sebaiknya digunakan metode tomografi yang lebih advance yaitu reflection tomografi ataupun waveform inversion untuk mendapatkan perlapisan dibawah batuan beku.
2. Analisa lebih lanjut untuk keunggulan join inversi seismik dan gravity sebaiknya digunakan data real.

***HALAMAN INI SENGAJA DIKOSONGKAN***

## DAFTAR PUSTAKA

- Cédric Taillandier, M. N. (2009). First-arrival traveltimes tomography based on the adjoint-state method. *GEOPHYSICS*.
- Colombo, D., Rovetta, D. C., Sandoval, R., Wang, W., & Liang, C. (2013). 3D seismic-gravity simultaneous joint inversion for near surface velocity imaging. *75th EAGE Conference & Exhibition*. .
- D. Colombo, D. R. (2013). 3D Seismic-gravity Simultaneous Joint Inversion. *75th EAGE Conference & Exhibition incorporating SPE EUROPEC*. London, UK: EAGE.
- D. Colombo, M. M.-D. (2010). Near Surface Solution in South Rub Al-Khali, Saudi Arabia applying seismic-gravity joint inversion and redatiming. *First Break*.
- Dengguo Zhou, D. R. (2014). 3D joint inversion of seismic traveltimes and gravity data: a case study. *SEG Annual Meeting*. Denver: SEG.
- Feng Zeyuan, M. Q. (2010). Static Correction in Complex Areas: Technique and Their Application. *BGP Technical Seminar*.
- Hendra Grandis, D. D. (2014). Constrained Two-Dimensional Inversion of Gravity Data. *J. Math. Fund. Sci*, 1-13.
- <http://sharkphysics.weebly.com/huygens-principle.html>. (n.d.).
- <https://www.math.ubc.ca/~cass/courses/m309-01a/chu/Fundamentals/snell.htm>. (n.d.). Retrieved from <https://www.math.ubc.ca/>.
- Jie Zhang, M. N. (1998). Nonlinear refraction traveltimes tomography. *GEOPHYSICS*, 1726-1737.
- Liu, S. (2009). *Migration And Tomographic Imaging Of Colluvial Wedges And Faults Over The Washington Fault, Arizona*. Utah: The University of Utah.

Moser, T. (1991). Shortest Ray Calculation of seismic ray. *Geophysics*, 59-67.

Schuster, G. T. (2015). *Inversion, Seismic* .

W.M. Telford, L. G. (1990). *Applied Geophysics*. Cambridge: Cambridge University Press.

Wolfgang Jacoby, P. L. (2009). *Gravity Interpretation, Fundamentals and Application of Gravity*. Berlin: Springer.

## PROFIL PENULIS



Triswan Mardani Ade surya dilahirkan di Ambon 26 February 1995 dari pasangan Bapak Ali Hamsal dan Ibu Darti. Penulis merupakan anak bungsu dari tiga bersaudara. Pendidikan formal penulis dimulai di TK Permata Bunda (1999-2000), kemudian dilanjutkan di SD Inpres 2 Tanamodindi hingga tahun 2006. Pada tahun 2006 hingga 2008 Melanjutkan pendidikan menengah di SMP Negeri 1 Palu. Pendidikan menengah atas di tempuh di SMA Negeri 1 Palu dari tahun 2008 sampai 2011. Pada tahun 2011 penulis sempat

menempuh pendidikan di Universitas Hassanudin, Departemen teknik mesin hingga tahun 2012. Pada tahun 2012 penulis melanjutkan studi di Departemen Teknik Geofisik, Institut Teknologi Sepuluh Nopember (ITS) Surabaya. Selama berkuliah penulis Sempat aktif di beberapa organisasi yaitu: Himpunan Mahasiswa Teknik Geofisika (HMTG ITS) dan SEG (*Society exploration geophysics*) pada periode 2014/2015. Penulis Juga beberapa kali mengikuti kompetisi yaitu GEOPIC UGM 2014 dan IUGC (Indonesia Undegraduate Geophysical competition) ITB 2015. Penulis Memiliki pengalaman kerja di PT Jaya Energi Buana sebagai pengolah data seismik.